

**Barotropic dynamic modelling
of the Southern Indian Ocean.
Application to altimetry.**

By

Claire Maraldi

Submitted in fulfilment of the requirements for the Degree of

Doctor of Philosophy

under a cotutelle arrangement with
Université Toulouse III - Paul Sabatier, France

School of Maths and Physics

University of Tasmania

October, 2008

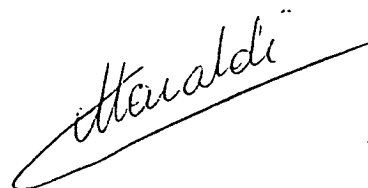


Statement of Declaration

I declare that this thesis contains no material which has been accepted for a degree or diploma by the University or any other institution, except by way of background information and duly acknowledged in the thesis, and to the best of my knowledge and belief no material previously published or written by another person except where due acknowledgement is made in the text of the thesis, nor does the thesis contain any material that infringes copyright.

This thesis may be made available for loan and limited copying in accordance with the *Copyright Act of 1968*

Claire Maraldi

A handwritten signature in cursive script, reading "Maraldi", written over a single horizontal line.

Extended abstract

The advent of satellite altimetry over the past decades has allowed global observation of the ocean with unique spatial and temporal coverage. These satellite data have had a profound impact on studies of the Southern Ocean, which is less well understood than other major oceans in the world. To allow the full exploitation of altimetric observations, any high frequency contribution has to be correctly accounted for.

Tidal effects are the major component of the sea surface variability at high frequencies. Most of the ocean tide models are now consistent in the deep ocean at the centimetre level (LE PROVOST (2001)). The challenges for the new ocean tide models are to provide accurate solutions in shelf and coastal areas and at high latitudes, and especially beneath ice shelves, where large discrepancies between models still remain. The accurate knowledge of the barotropic response of the ocean to the atmospheric forcing comes within the same scope of altimeter data investigation.

The accuracy of high-frequency models depends essentially on the bathymetry, the model forcing terms and the temporal and spatial discretization of the model equations. With the aim of better characterizing the elevations due to high-frequency forcing, of better understanding the ocean model dynamics generated via these processes in the Southern Ocean region, especially beneath ice shelves, and of studying the impact of high-frequency dynamics on biological processes, we have put in place a regional modelling study in the Southern Ocean. This region displays various geographical configurations : large plateaus open to the ocean, coastal areas, and the Amery Ice Shelf (AIS) cavity.

This extended thesis abstract is composed of four main parts. The first one comprises a description of the region of study, its ocean circulation features, and a description of the main tools used for the scientific approach, which are the model and the altimetric measurements. In the second chapter, we describe the data used for the model validation, the methods used for the bathymetry gridding around the Kerguelen Islands and beneath the Amery Ice Shelf, and we validate the barotropic models. In the third chapter, we examine the outputs of the model : (1) the tidal elevation and velocity distribution, the tidal energy budget, (2) the atmospheric forced barotropic circulation, its transport, and the modes of variability of the elevations, (3) and the influence of high-frequency dynamics on the Kerguelen phytoplanktonic bloom development. The last chapter is dedicated to the altimetric data study. The regional models are first used as indicators to define regions

of internal tide generation, and then as corrections to evaluate their impact on the altimetric data variability, and to study the corrected data in coastal areas and over the AIS.

-oOo-

In the first section, we briefly describe the oceanographic expeditions which have allowed us to better understand the Southern Ocean. It ends with a discussion on recent advents to observe this ocean : the WOCE program, ARGO data, and altimetric data accompanied by improvements in modelling. We then describe the geographical features of the region of study : the French Southern and Antarctica Lands, Heard and McDonald Islands, the Kerguelen Plateau, the Antarctica Plateau and the Amery Ice Self (Fig. 1.2).

Then, we present a description of the general horizontal and thermohaline circulation of the Southern Ocean, and refine this description in the Southern Indian Ocean. We describe the frontal structure of the Southern Ocean and its different water masses. This section is important in order to have a global overview of the Southern Ocean characteristics. It will very useful for the work described in section 3.2.

In the next section we describe the MOG2D/T-UGOm finite element hydrodynamic model which is used to compute the barotropic dynamics of the Southern Ocean. This model is a time-stepping and non-linear model derived from LYNCH et GRAY (1979). It computes the sea level and ocean currents in response to tides and atmospheric forcing by solving the momentum and shallow water equations (Eq. 1.4 and 1.6) on a finite element mesh. This space discretization allows the mesh to be larger in the deep ocean and the resolution to be increased in coastal regions and in regions of strong bathymetric gradients (Fig. 1.6, 1.7). The criterion for the spatial resolution is directly linked with the bathymetry, its gradient and the wavelength of the waves to be solved (Eq. 1.7, 1.8, LE PROVOST et VINCENT (1986)). The forcing term for the tides is modelled by equation 1.12, and the forcing terms for the atmospheric pressure and the winds are modelled using equation 1.13 and 1.14 respectively. The dissipation terms modelled in MOG2D/T-UGOm are the horizontal viscosity, the friction, the dissipation in the mixed layer and the dissipation of energy through baroclinic tides generation (section 1.3.5).

Next, we discuss the general concepts of altimetry. We describe the various corrections that have to be applied to altimetric data : dry and wet troposphere corrections, ionosphere correction, geoid removal, tides and atmospheric effect corrections. We explain the different problems found using altimetric data in coastal areas and over ice regions. These problems are mainly due to inaccuracy of high-frequency models in these regions, to the contamination of altimeter measurements in coastal regions due to the spatial footprint of the radiometer and the altimeter, providing less accurate ionosphere and troposphere corrections.

-oOo-

The data which have been used for the validation are *in situ* elevation data, *in situ* current meter measurements, and altimetric elevation data. The *in situ* elevation data

comprise coastal tide gauges, moorings and GPS measurements. They have been provided by the ROSAME network, the French Navy (SHOM), the Australian Antarctic Data Center and the Republic of China, and the University of Tasmania. The type of instruments, its position, its record length and its source are listed in Table 2.1. The *in situ* current measurements are composed of nine one-year length instruments positioned at the AIS front as part of the AMISOR project, and two one-year length instruments containing 46 records each which have been deployed on the Kerguelen Plateau and its shelf-break during the KEOPS cruise (Fig. 2.2). Along track Topex-Poseidon (T-P) and Jason-1 altimetric elevations have been extracted using the X-track data processing (ROBLOU *et al.* (2006)). They have been interpolated onto the cross-over points to increase the temporal resolution and allow the harmonic analysis of the time series to compute the tidal components. We explain the method used for the data analysis. The harmonic analysis is used for long period time records, as the Rayleigh criteria (Section 2.2.3.2) is ensured. When the sea level records are too short for the principal components to be separated (for example, some of the GPS data are only 5 days in length), we use the admittance method to compute the amplitudes and phases of the tidal components (MUNK et CARTWRIGHT (1966)).

Bathymetry represents a significant source of error in ocean tide modelling. Thus, an important preliminary study has been done for bathymetry gridding. In coastal areas, small errors in the bathymetry can induce large errors in the tidal solutions. Around the Kerguelen Islands we realized that the GEBCO bathymetry used for the modelling was inaccurate and especially in Morbihan Bay. We used bathymetric data available from SHOM (Fig. 2.4, left). These data have been interpolated onto the GEBCO grid using an interpolation based on a finite element mesh in order to keep the exact position of the observations. Beneath the AIS, the GEBCO grid and the shoreline are very inaccurate. To re-grid the bathymetry in this region, we refined the method already used by HEMER *et al.* (2006) to overcome to the lack of bathymetric data in the southern part of the AIS. We have used a new grounding line definition, which is more consistent with GPS measurements (Fig. 2.5), new bathymetric data and a higher resolution tidal model. We have thus re-gridded 10 bathymetry datasets beneath the AIS, each with different mean water column thickness (GALTON-FENZI *et al.* (2008)). Each of these bathymetry datasets has been tested to compute the tides beneath the AIS, and to observe which elevation (mean water column thickness) provided the best match (in a least squares sense) to the tidal model solutions.

In the next section, we first underline the contribution of the new bathymetry around the Kerguelen Islands to better represent the tides there. Improvements are observed for the main components and especially for the semi-diurnal ones : after having improved the bathymetry, we reduce the RMS amplitude differences between the model and the Port-aux-Français tide gauge by 3 *cm* and the phase lags by 50° for the M_2 component. These improvements reveal a better modelling of tidal propagation in the Morbihan Bay region using the new bathymetry (Fig 2.7). We then test the 10 bathymetric grids beneath the AIS. We found that the one which best fits the elevation in the AIS region is the one with a 357 *m* mean water column thickness (GALTON-FENZI *et al.* (2008)). Comparisons between modelled tidal ellipses and observed ellipses show good agreement

for the orientation, the phase and the eccentricity of the ellipses. We find differences for the amplitudes, especially on the Kerguelen Plateau. These differences are mainly due to errors in the bathymetry. By comparing transport rather than tidal velocities and then by taking into account the bathymetry errors, we find good results between the model and the observations. We finally compare our tidal solutions to the Fprevious ES2004, TPXO7.0, GOT4.7, CADA00.10 and CATS02.01 models. These comparisons show the improvements of our regional modelling in coastal areas and beneath the AIS, and its ability to provide more accurate solutions in the open ocean (MARALDI *et al.* (2007)).

We test two different atmospheric surface forcing fields available from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). The first one has a $6h$ and $1/2^\circ$ grid resolution. The second one has a $3h$ and $1/4^\circ$ grid resolution. Dynamic atmospheric forced solutions show better agreement with the data than the approximation of the inverse barometer (IB) effect. This is due to dynamical effects induced by wind forcing. The high resolution forcing fields give better results than the $6h$ and $1/2^\circ$ fields, due to a better oceanic response of these forcings between 0.5 and 3 days (see the example of the Kerguelen tide gauge, Fig. 2.13). In the model, there are no wind effects applied on the mesh nodes where we have specified them as ice. The seasonal ice distribution was modelled on a characteristic year. We have tested various seasonal ice covered scenarios (depending on the percentage of year coverage of ice), and we have not found differences in the results by comparing the model with the Antarctic tide gauges. Comparisons with global MOG2D/T-UGOm models forced with the $6h$ and $1/2^\circ$ fields (CARRÈRE et LYARD. (2003)) and the $3h$ and $1/4^\circ$ fields show the improvements of our regional model in coastal areas (Table 2.7, Fig. 2.16). These improvements are largely due to our new bathymetry (Kerguelen and Antarctic tide gauges), the high resolution forcing fields and our high resolution mesh, especially in coastal areas. Furthermore, FFT analysis of 2-minute sampling moorings in the Bay of Morbihan show a clear signal at $4.2h$ which is due to a seiche in the bay. Our regional model reproduces this process well, while the global model does not, mainly due to its lower spatial resolution.

We have thus put in place and validated barotropic regional models in response to tides and atmospheric forcing. These models offer a better representation of the ocean to these forcings than global models, especially in coastal areas and beneath the AIS. The next chapter focuses on the study of the model outputs.

-oOo-

The final tidal model simulates five semi diurnal (M_2 , S_2 , K_2 , N_2 , $2N_2$), four diurnal (K_1 , O_1 , Q_1 , P_1), and three long period (Mf , Mm , Mtm) tidal constituents. The simulation is run for one year so that each constituent can be clearly separated when computing the harmonic analysis. The tidal elevations prescribed at the open boundaries and tidal loading effects are extracted from the FES2004 solution. The aim of this section is to examine and understand the tidal dynamics in the study region. We first computed the variability of the tidal amplitudes (Fig. 3.1). We find larger variability in the southern part of the region and to the east of the Kerguelen Plateau. This distribution is mainly explained with the four main tidal component distribution which explained

the major part of the elevation variability (LE PROVOST (2001)). The M_2 distribution is dominated by two amphidromic points (one situated at the North-West Kerguelen Islands and the other one situated at the West of the AIS) and the S_2 distribution is dominated by an amphidromic point along the Antarctica coast. The distribution of the diurnal components is very different with one of the semi-diurnal components; in the Southern part of the region, these components are dominant. We then describe the M_2 and K_1 ellipse distributions in coastal areas, over the Northern Kerguelen Plateau, and along strong bathymetry gradients. K_1 velocity amplitudes are globally smaller than the M_2 ones. Both of them are very much influenced by the bathymetry (Fig. 3.3). The tidal residual currents are also strongly influenced by the bathymetry shown (Fig. 3.4). Then we compute the mean tidal energy budget. Astronomical inputs and loading effects are balanced with pressure momentum, bottom friction dissipation, viscosity dissipations and dissipation due to internal tide generation (Eq. 3.4). The energy budget is nearly closed which proves the consistency of the model (Tab. 3.1). The dominant process for barotropic tide dissipation in the Southern Indian Ocean region is the internal tide generation as already been noted by LYARD *et al.* (2006). We finally compute the spectral energy budget to distinguish the specific contribution between tidal constituents (Tab. 3.2). We average the energy equation in time (over the one year simulation period) to free ourselves from the non linearity of tides. From the global and spectral energy budget, it can be seen that M_2 represents more than 80% of the energy in the Southern Indian Ocean, and its energy is mainly dissipated along the Kerguelen Plateau (KP) break.

By studying the potential vorticity gradients, KOBLINSKY (1990) showed that the Southern Ocean (SO) is the ocean with the most barotropic response to wind forcing. Moreover, the SO is less stratified (OLBERS *et al.* (2004)), its circulation is thus largely controlled by the bathymetry. In the Southern Indian Ocean, the KP acts as a bathymetric barrier for the zonal circulation of the Antarctic Circumpolar Current (ACC). Barotropic modelling is then a precious tool to better understand interactions between ACC dynamics and the bathymetry, and in particular to determine pathways used by the ACC in this region. In this section we study the regional barotropic model in response to atmospheric forcing from January 2001 to December 2005. We used parameters defined in section 2.4. Open boundary velocities are forced using velocities from the global model run during this thesis. To quantify the inverse barometer effect, we have also run a pressure-only forced regional simulation, with velocities derived from only an atmospheric pressure forced global simulation at the open boundaries. The high resolution mesh allows us to provide a fine description of the barotropic circulation and to better understand the interactions between the ACC and the Kerguelen Plateau (KP) (one flow between the Kerguelen and Amsterdam Islands, one into the Fawn Trough and one into the Princess Elisabeth Trough). We also see the ACC, confined over the Antarctic Plateau. At 53°E, we see the easternmost extension of the Weddell Gyre (FRAM GROUP (1991); PARK et GAMBERONI (1995)). In the South West of the region we also see the western extension of a cyclonic gyre (BINDOFF *et al.* (2000); MCCARTNEY et DONOHUE (2007)). Circulation features obtained with our model are also seen with the mean dynamic topography (RIO et HERNANDEZ (2004)) and the ORCA025.G70 simulation (MADEC *et al.* (1998)), which both contain the barotropic and baroclinic components. The ACC transport is analysed. We find a 36 Sv transport which is very similar with the

mean ACC transport from barotropic models (VIVIER *et al.* (2005)). Variability of the ACC transport is essentially barotropic (PARK *et al.* (1989); HUGHES *et al.* (1999)). We have computed the variability of its branches flowing into the Fawn Trough. By filtering this transport below 20 days, we find a clear correlation with the Southern Annular Mode (SAM). Sea level variability is also studied. Its variability is mainly due to atmospheric pressure, except around the Kerguelen Islands and in the Australian-Antarctic Basin where there is a barotropic resonance mode in response to the wind fluctuations. For a more detailed analysis of barotropic elevation variability, we have applied the EOF (Empirical Orthogonal Functions) method to separate the main modes of variability. The first mode (Fig. 3.12, left) represents more than 50% of the total variability and is trapped on the Antarctic shelf. In the North of the study region, the circulation is influenced by the KP, and the second EOF mode (16% of the variability) is a balance between the Enderby Basin and the Australian-Antarctic Basin balanced across the KP. We have computed the coherence spectra between the model elevations, the atmospheric pressure, the wind stress (τ) and the wind stress curl ($curl\tau$) to examine the forcing impact (Fig. 3.14). We have applied the method to clearly see the different frequency bands of the forcing. In particular, over the Northern KP, we clearly see that high frequencies are forced by τ and $curl\tau$. For lower frequencies, elevations are mainly forced with $curl\tau$, confirming previous observations in this area (MEREDITH et HUGHES (2004)).

We use regional barotropic models to study a phytoplankton bloom which appears every year during the austral spring/summer in the Northern KP region. The Kerguelen Ocean and Plateau compared Study (KEOPS) showed that an increase in subsurface iron coming up from the seafloor through vertical mixing was responsible for the observed increase in chlorophyll-a above the plateau. We demonstrate that the bloom pattern is not a simple increase of biomass over shallow water : it is strongly influenced by the bathymetry and its spatial extent controlled by strong currents around the plateau. We focus on lateral mixing processes to explain the particular shape of the bloom. We use the SMAGORINSKY (1963) formula to estimate and map fields of lateral mixing time scales (τ) due to barotropic tidal currents, barotropic atmospheric forced currents, Ekman velocities and geostrophic velocities. Results show that short time scale mixing is strongly influenced by the tides while the other processes have minor influences. Comparisons of τ and satellite chlorophyll-a images show that the spatial pattern of the bloom seems to be delimited by a barrier of high lateral mixing that is essentially due to tides. We have found that 90% of the high chlorophyll-a concentration data are contained in areas where τ is greater than 6 days. Figure 3.23 highlights the fact that the contour is closer to the southernmost extension than contours of the inverse bathymetric gradient. This emphasises the role played by the tides over the KP in supplying iron to the phytoplankton and containing the horizontal shape of the bloom. This is one of the first times such a link has been demonstrated, which has implications for the study of iron advection in the ocean.

-oOo-

In this part of the thesis we use the barotropic models to analyse altimeter data. We use the tidal model as an indicator to define regions of internal tide generation and also

to correct altimetric data from high frequency aliased processes in coastal areas and over the AIS.

To quantify the contribution of regional barotropic models in coastal areas, we have focused our study on the Kerguelen Islands which are the only ones crossed by the T-P tracks. The regional tidal corrections reduce the variability for the coastal measurements, but the global and regional corrections are of the same order in the open ocean. In part 2 we have shown that the higher differences between the two models were in the Bay of Morbihan, but we do not have valid data there. We hope that future altimeter missions dedicated to coastal observations will provide useful measurements to aid improvement. The regional atmospheric forced model reduced the variability from -0.1 cm to 0.6 cm compared to the global model (Fig. 4.2 left). Finally, the altimeter data variability is reduced between 50% and 85% when using the regional models. We have estimated the contribution of the data processing to recover data in coastal areas. By comparing the number of data from X-track and AVISO, we see that we obtain more data and they are nearer from the coast (Fig. 4.2). To verify the quality of these data, we have computed the RMS between the altimetric corrected data and the Kerguelen tide gauge data. We find lower RMS for the X-track data (Fig. 4.3) due to a better de-aliasing of high frequency processes (Fig. 4.4). By correlating the altimeter data with the tide gauge data, we have highlighted high correlation over the Southern Kerguelen Islands Plateau. This area seems to be delimited by the Polar Front from PARK et CHARRIAUD (1998). We have also used the uncorrected altimeter data to confirm that the total transport (baroclinic + barotropic) through the Fawn Trough is correlated with the Southern Annual Mode (SAM) index (Fig. 4.7). The corrected data could be useful for the TRACK campaign which will measure currents and CTD profiles in this region.

The barotropic tidal model is used to examine areas of possible M_2 internal tide generation in the Kerguelen Plateau region. Barotropic energy flux and maps of wave drag dissipation are computed (Fig. 4.8, right). The results suggest important conversion of barotropic energy into baroclinic tide generation over the northern Kerguelen Plateau break. This is confirmed with theoretical criteria combining ocean stratification, tidal forcing frequency and bathymetric gradients (Fig. 4.9). The sea surface height signatures of time coherent internal tides are studied using Topex-Poseidon and Jason-1 data, where ascending altimeter tracks cross nearly perpendicularly to the Eastern and Western plateau breaks. We clearly see oscillations in the water column of a few centimetres associated with internal tides propagating away from the plateau over a several hundred km distance with a 110 km wavelength (Fig. 4.11). The signal is interfered with a mesoscale activity signal when arriving into the ACC area. We finally estimate the barotropic tidal power converted through the internal tide generation process from altimetry (Eq. 4.5). We find a coherent value with the barotropic model parameterization estimation, which is also in good agreement with global internal tide model estimates.

Finally we have used the tidal models to correct ENVISAT altimetric data over the AIS. The tides have been predicted using a method based on the SCHUREMAN (1958) formulae. We have also added shelf-flowing velocities (YOUNG et HYLAND (2002)) to correct for advection of small topographic features (Fig. 4.14). We use an altimetric

data processing scheme dedicated for ice shelves (LEGRÉSY *et al.* (2006)). We have first quantified the contribution of different tidal models to reduce the variability at ENVISAT cross-over points. Our model covers the full AIS area, in contrast to the FES2004 global solution. The comparison of corrected data with T-UGOm and with CATS shows our model has the lowest rms variability at cross-overs (Fig. 4.16, at the middle, at the bottom). The tidal loadings used by the data processing are derived from the FES2004 solution. As this solution is not accurate beneath the AIS and it does not cover all of the shelf area, we can expect the loading will not be adequately represented in this region. The Earth reacts quasi-linearly to the sea level variations (LLUBES *et al.* (2001)). We have thus tried to find a multiplicative coefficient (CEC) which could be used to represent tidal loading effects, by minimising the altimeter data variability. We find a coefficient of 0.91 for T-UGOm and of 0.88 for CATS. The CATS value is very surprisingly as the loading effects can contribute to more than 10% of the total elevations (FRANCIS et MAZZEGA (1990)). We have made several tests to determine the best processing (methods and corrections) to reduce even more the variability. They are :

H	height without any correction
Hg	geographical correction
Hge	geographical and echo shape corrections
A	no physical correction
B/B'	T-UGOm/CATS correction
C/C'	B/B' + inverse barometer effects correction
D/D'	B/B' + elevations due to atmospheric forcing correction
E/E'	D/D' + flowing velocity correction

We clearly see that the geographical and echo shape corrections, and also tidal atmospheric corrections, are important to reduce the variability. However, the correction from flowing velocities only reduces the variability when we do not apply the echo shape correction. B' is better than B. But comparisons with GPS measurements (at location G2A on the AIS) let us quantify the better quality of our model. Moreover, C and D give better results than C' and D'. We have found that this was due to the S_2 solution of CATS. We have finally computed trends in altimeter height on the AIS using the D test and geographical and echo shape corrections. The determined trend indicates a thinning of some 10 cm/yr on the AIS over its central part during the ENVISAT period (cycles 10-60 ; 2002-2008).

Table des matières

Statement of Declaration	3
Extended abstract	5
Introduction	17
Liste des acronymes	21
1 Contexte et outils	23
1.1 Un peu d'Histoire-Géographie	24
1.1.1 A la découverte de l'océan Austral	24
1.1.2 Caractéristiques géographiques de la région d'étude	25
1.2 Caractéristiques de l'océan Austral	27
1.2.1 Circulation	27
1.2.1.1 Circulation générale de l'océan Austral	27
1.2.1.2 Circulation dans la région d'intérêt	30
1.2.2 La structure frontale	31
1.2.2.1 Le Front Polaire Antarctique (PF)	31
1.2.2.2 Le Front Subantarctique (SAF)	31
1.2.2.3 Le Front Subtropical (STF)	32
1.2.3 Masses d'eau	32
1.2.3.1 Eau Antarctique de Fond (AABW) et Eau Profonde Circumpolaire (CDW)	32
1.2.3.2 Eau Antarctique de Surface (AASW) et Eau d'Hiver (WW)	32
1.2.3.3 Eaux Modales (SAMW) et Eau Intermédiaire Antarctique (AAIW)	33
1.3 Modèle numérique	34
1.3.1 Présentation du modèle	34
1.3.2 Les équations du modèle	34
1.3.3 Discrétisation et résolution	37
1.3.4 Les forçages	39
1.3.4.1 La marée	39
1.3.4.2 Le forçage atmosphérique	39
1.3.5 Les termes dissipatifs	39
1.3.5.1 La viscosité turbulente horizontale	39
1.3.5.2 Le frottement par le fond	40
1.3.5.3 La dissipation dans la couche de mélange	40
1.3.5.4 Le transfert d'énergie par ondes internes	40
1.3.6 Les conditions aux limites	40
1.3.7 Descriptif des expériences numériques	41

1.4	Le signal altimétrique	43
1.4.1	Principe de la mesure altimétrique	43
1.4.2	L'altimétrie dans les régions côtières : <i>X-track</i>	46
1.4.3	L'altimétrie sur les plates-formes de glace	47
1.5	Conclusions partielles	48
2	Modélisation barotrope	49
2.1	Objectifs	50
2.2	Données disponibles pour la validation du modèle	50
2.2.1	Données du niveau de la mer	50
2.2.1.1	Données altimétriques	50
2.2.1.2	Données <i>in situ</i>	51
2.2.2	Données de courant	53
2.2.3	Analyse des données pour la marée	54
2.2.3.1	Analyse harmonique	54
2.2.3.2	Critère de Rayleigh	55
2.2.3.3	Analyse par la méthode des réponses	56
2.2.3.4	Phénomène d'aliasing	56
2.3	Bathymétrie de la région modélisée	58
2.3.1	Plateau des Kerguelen	58
2.3.2	Plate-forme de glace d'Amery	59
2.3.3	Conclusion	62
2.4	Validation du modèle sur le signal de marée	63
2.4.1	Validation sur le signal d'élévation	64
2.4.1.1	Apport de la nouvelle bathymétrie autour des îles Kerguelen	64
2.4.1.2	Détermination de la meilleure bathymétrie sous l'AIS. Apport sur les simulations de marée	66
2.4.2	Comparaisons avec les courants <i>in situ</i>	68
2.4.3	Comparaisons avec les principaux modèles de marée	71
2.4.4	Conclusion	75
2.5	Validation de la simulation en réponse au vent et à la pression atmosphérique	76
2.5.1	Influence des différents forçages	76
2.5.1.1	Forçages atmosphériques	76
2.5.1.2	Influence de la glace permanente et saisonnière	78
2.5.2	Comparaisons avec les courants <i>in situ</i>	79
2.5.3	Comparaisons avec les modèles globaux et l'approximation du ba- romètre inverse	81
2.5.4	Apport du modèle régional sur la résolution de la dynamique . . .	84
2.5.5	Conclusion	85
3	Étude des simulations de référence	87
3.1	Simulation de marée de référence	88
3.1.1	Élévations de marée	88
3.1.2	Courants de marée	90
3.1.2.1	Ellipses de marée	90
3.1.2.2	Courants résiduels de marée	93

3.1.3	Énergie de marée	94
3.1.4	Conclusion	98
3.2	Étude de la réponse barotrope de l'océan aux forçages atmosphériques . .	99
3.2.1	Introduction	99
3.2.2	Circulation barotrope et transport associé	100
3.2.2.1	Circulation	100
3.2.2.2	Estimation du transport barotrope	103
3.2.2.3	Variabilité du transport barotrope dans le passage de Fawn Trough	103
3.2.3	Modes et causes de la variabilité des élévations de surface	105
3.2.4	Conclusion	109
3.3	Influence du mélange latéral sur la croissance du phytoplancton : distribu- tion dans la région du plateau Kerguelen (Maraldi C., Mongin M., Testut L., Coleman R., <i>Deep-Sea Research</i> , 2008, accepted)	111
3.3.1	Introduction	112
3.3.2	Data and Model	114
3.3.2.1	Velocity field	114
3.3.2.2	<i>In situ</i> current measurements	114
3.3.2.3	Satellite chlorophyll images	115
3.3.3	Methods	115
3.3.4	Validation of model currents	116
3.3.5	Results	116
3.3.6	Discussion	120
3.3.7	Conclusions	123
4	Altimétrie	125
4.1	Objectifs	126
4.2	Altimétrie dans les régions côtières et à forts gradients bathymétriques .	126
4.2.1	Introduction	126
4.2.2	Apports des modèles barotropes régionaux	127
4.2.3	Apports de <i>X-track</i> par rapport à une chaîne de traitement standard	128
4.2.4	Quantité des données	128
4.2.5	Qualité des données	129
4.2.6	Altimétrie dans le chenal bathymétrique de Fawn Trough	132
4.2.7	Conclusion	135
4.3	La marée interne	136
4.3.1	Indicateurs de marée interne	136
4.3.2	Méthode	139
4.3.3	Variabilité de M_2	139
4.3.4	Résultats	140
4.3.5	Énergie	143
4.3.6	Conclusion	145
4.4	Altimétrie sur la plate-forme de glace d'Amery. Apport de la modélisation régionale	146
4.4.1	Méthode	146
4.4.1.1	Prédiction de la marée océanique	146

Table des matières

4.4.1.2	Vitesses d'écoulement de la glace	147
4.4.1.3	Traitement des données altimétriques	148
4.4.2	Étude préliminaire : impact de la marée aux points de croisement ENVISAT	149
4.4.3	Étude le long de la trace	151
4.4.3.1	Problème des effets de charge	152
4.4.3.2	Impact des différents corrections	154
4.4.3.3	Tendances le long de la trace	156
4.4.4	Conclusion	158
	Conclusion	159
Annexes		163
A Cartes de différences d'amplitudes complexe entre les différents modèles de marée		165
B Atlas de marée de la simulation de référence		171
C Calcul de la densité d'énergie totale moyenne associée aux déplacements verticaux de la marée interne		181
D Barotropic tides of the Southern Indian ocean and the Amery ice shelf cavity. (Maraldi C., Galton-Fenzi B., Lyard F., Testut L., Coleman R., <i>Geophysical Research Letters</i>, 34, 2007.		183
Références		197

Introduction

L'océan Austral occupe un rôle primordial dans le système climatique de notre Terre et constitue un maillon essentiel de la circulation océanique globale. C'est dans cet océan que s'effectuent l'essentiel des échanges d'eau et de chaleur avec les océans voisins et l'atmosphère. Représentant 20% de la surface océanique mondiale, l'océan Austral est le seul océan du globe à circuler de manière ininterrompue autour d'un continent, le continent Antarctique. Il relie et interagit avec tous les autres principaux bassins océaniques : l'océan Atlantique, l'océan Indien et l'océan Pacifique. Cette connexion est établie par le Courant Circumpolaire Antarctique qui s'écoule d'Ouest en Est sur une distance de 21000 *km*, et transporte plus de 130 millions de mètres cubes d'eau par seconde. Région océanique très vaste, l'océan Austral reste pourtant le moins connu de la planète. Compte tenu de son isolement géographique et des conditions climatiques hostiles qui y règnent, il est extrêmement pauvre en observations *in situ*. L'avènement de l'observation des océans depuis l'espace ces dernières décennies, et en particulier les mesures des élévations de surface par les radars altimétriques, ont permis d'observer l'océan global avec des couvertures spatiales et temporelles uniques. Ces données sont donc d'une très grande richesse pour l'étude de l'océan Austral.

Pour permettre une exploitation précise des observations altimétriques, la contribution de la marée, et, plus généralement, l'ensemble de la dynamique haute fréquence de l'océan doit en être préalablement corrigée. Les marées sont la contribution majeure du signal océanique, que ce soit dans l'océan du large ou dans les régions moins profondes. Une bonne connaissance des élévations de marée est donc primordiale si nous voulons améliorer notre connaissance des variations du niveau de la mer observées par l'altimétrie radar. La pertinence des solutions globales de marée océaniques a sans cesse été améliorée ces dernières décennies avec l'assimilation de données altimétriques dans les modèles, et la précision de ces solutions est aujourd'hui centimétrique dans les régions hauturières (LEFÈVRE *et al.* (2002)). Néanmoins, cette précision se dégrade dans les zones côtières, dans les régions à fort gradient bathymétriques (erreurs supérieures à 6 cm, LE PROVOST (2001)) et également dans les régions de fortes latitudes où de grandes disparités entre les différents modèles subsistent. Dans ces régions, les erreurs sont principalement dues au manque d'observations à assimiler, qu'elles soient *in situ* ou satellitales, avec l'absence de couverture des satellites Topex-Poséidon et Jason au delà de la latitude 66°S. Elles sont également dues aux incertitudes dans la bathymétrie aux très hautes latitudes et notamment sous les plates-formes de glace permanente où les mesures de bathymétrie sont particulièrement rares.

La connaissance précise de la réponse haute fréquence de l'océan aux forçages atmosphériques s'inscrit dans la même optique que la connaissance de la marée, puisqu'elle doit être corrigée, elle aussi, des mesures altimétriques. Ces effets sont responsables, après la marée, de la majeure partie de la variabilité de la surface des océans. Ils sont caractérisés par la réponse statique de l'océan à la pression atmosphérique, qui peut être représentée par l'approximation du baromètre inverse, par la réponse non-isostatique à la pression atmosphérique, et par l'action du vent, qui, en redistribuant l'énergie dans l'océan, génère une réponse dynamique. Si la réponse statique est uniquement liée à la qualité des forçages, les effets non-isostatiques et dynamiques sont, quant à eux, très dépendant de l'aptitude du modèle à bien reproduire ces effets. La modélisation de la réponse aux forçages météorologiques est confrontée aux mêmes difficultés que la modélisation de la marée en zone côtière, sur les forts gradients bathymétriques, et dans les régions de forte latitude. A ces difficultés s'ajoutent aussi les erreurs dues aux forçages atmosphériques utilisés.

La précision des modèles de la dynamique haute fréquence dépend donc essentiellement de la bathymétrie et des forçages utilisés. Elle dépend également de la discrétisation spatiale et temporelle des équations physiques. La modélisation régionale permet d'accroître la résolution et ainsi d'améliorer la réponse de l'océan aux forçages mis en jeu (marée, impact du vent et de la pression atmosphérique) en milieu côtier et dans l'océan du large. Dans l'océan Austral, elle autorise également de mieux accéder à la multitude de processus océaniques aux échelles spatio-temporelles très diverses qui siègent dans les régions côtières, sur les plateaux, ou aux abords des cavités océaniques formées par les plates-formes de glace antarctiques. De plus, elle permet de caractériser la circulation océanique plus finement, de déterminer l'influence de la circulation régionale sur la circulation à plus grande échelle et vice-versa, d'évaluer les interactions entre les plates-formes de glace et l'océan du large, ou encore de comprendre comment la dynamique locale peut exercer un contrôle sur les processus biologiques.

C'est dans l'optique de mieux caractériser les élévations dues aux forçages hautes fréquences, les forçages astronomiques et atmosphériques, de mieux comprendre la dynamique engendrée par ces processus dans les régions australes et en particulier sous les plates-formes de glace, ou encore d'étudier l'impact de la dynamique haute fréquence sur certains processus biologiques que nous avons mis en place une modélisation régionale dans l'océan Austral. La région étudiée est la partie indienne de l'océan Austral. Cette région présente une diversité de configurations géographiques intéressante. Elle est ainsi composée de bassins océaniques profonds que constituent les bassins de Crozet, d'Endrby et le bassin Antarctique Australien, de régions de plateaux largement ouverts sur le large, comme le plateau de Kerguelen, qui agit comme une barrière topographique au sein de l'océan Austral, et le plateau continental Antarctique, de régions côtières formées par les îles des Terres Australes et Antarctique Française et par la côte Antarctique, et de la cavité océanique de la plate-forme de glace d'Amery formée par l'écoulement des glaciers Lambert, Fisher et Mellor dans l'océan. Bien que l'océan Austral ne bénéficie que de très peu d'observations *in situ*, la région étudiée est l'une des seules au sein de cet océan à disposer d'un réseau d'observation *in situ* de données d'élévations.

Ce manuscrit s'articule en quatre parties. La première partie comprend une description détaillée de la région étudiée, de la circulation dans l'océan Austral et plus particulièrement dans sa région Indienne, et des outils utilisés tout au long de la démarche scientifique. Les approches étant basées à la fois sur la modélisation numérique et l'analyse des observations satellitales du niveau de la mer, nous commencerons par une description globale du modèle utilisé, le modèle *MOG2D/T-UGOm*, ses équations, leur discrétisation, et ses forçages. Nous présenterons ensuite le principe de fonctionnement de la mesure altimétrique et les difficultés techniques qu'elle présente en région côtière et sur les plates-formes de glace. Dans la deuxième partie, nous présenterons les données utilisées pour la validation du modèle, les méthodes employées pour analyser les sorties du modèle, et les données et techniques appliquées pour redéfinir la bathymétrie utilisée pour la modélisation dans les régions côtières et sous la plate-forme de glace d'Amery. Nous validerons ensuite les modèles en réponse à la marée et aux forçages atmosphériques. La troisième partie sera consacrée à l'étude des sorties de modèles, leur élévations, leur courants, et plus généralement la dynamique haute fréquence de la région d'étude et de son impact sur le développement de la chlorophylle sur la partie Nord du plateau Kerguelen. Enfin, la quatrième partie mettra en évidence l'apport des modélisations régionales pour l'étude des signaux altimétriques. Nous y étudierons la signature de surface de la marée interne en utilisant les modèles comme indicateurs, puis nous utiliserons les modèles en tant que corrections de la dynamique haute fréquence pour étudier les signaux résiduels altimétriques en régions côtière et sur la plate-forme de glace d'Amery. Pour terminer, nous tirerons les conclusions de cette étude et présenterons les perspectives qui en découlent.

Liste des principaux sigles utilisés

AABW	Antarctic Bottom Water
AAIW	Antarctic Intermediate Water
AASW	Antarctic Surface Water
ACC	Antarctic Circumpolar Current (Courant Antarctique Circumpolaire)
ACDP	Acoustic Doppler Current Profiler
AIS	Amery Ice Shelf (plate-forme de glace d'Amery)
AHG	Anomalie de Hauteur de Glace
AMISOR	AMery Ice Shelf Ocean Research
BI	Baromètre Inverse
BROKE	Baseline Research on Oceanography Krill and the Environment
CDW	Circumpolar Deep Water
CFL	Courant-Friedrichs-Lévy
CTOH	Centre de Topographie des Océans et de l'Hydrosphère
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EOF	Empirical Orthogonal Functions
FES	Finite Element Solution
FRAM	Fine Resolution Antarctic Model
IBD	Inverse Barometer
IBD	Inverse Barometer Departure
KEOPS	Kerguelen Plateau and Ocean comPared Study
MODIS	MODerate Resolution Imaging Spectroradiometer
PF	Polar Front (Front Polaire)
SAF	SubAntarctic Front (Front Subantarctique)
SAM	Southern Annular Mode
SAMW	SubAntarctic Mode Water
SAR	Synthetic Aperture Radar
SeaWiFS	Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor
SSH	Sea Surface Height
STF	SubTropical Front (Front Subtropical)
TAAF	Terres Australes et Antarctiques Françaises
WOCE	World Ocean Circulation Experiment
WW	Winter Water

Chapitre 1

Contexte et outils

Sommaire

1.1	Un peu d'Histoire-Géographie	24
1.1.1	A la découverte de l'océan Austral	24
1.1.2	Caractéristiques géographiques de la région d'étude	25
1.2	Caractéristiques de l'océan Austral	27
1.2.1	Circulation	27
1.2.2	La structure frontale	31
1.2.3	Masses d'eau	32
1.3	Modèle numérique	34
1.3.1	Présentation du modèle	34
1.3.2	Les équations du modèle	34
1.3.3	Discretisation et résolution	37
1.3.4	Les forçages	39
1.3.5	Les termes dissipatifs	39
1.3.6	Les conditions aux limites	40
1.3.7	Descriptif des expériences numériques	41
1.4	Le signal altimétrique	43
1.4.1	Principe de la mesure altimétrique	43
1.4.2	L'altimétrie dans les régions côtières : <i>X-track</i>	46
1.4.3	L'altimétrie sur les plates-formes de glace	47
1.5	Conclusions partielles	48

1.1 Un peu d'Histoire-Géographie

1.1.1 A la découverte de l'océan Austral

De par sa position géographique et de son environnement hostile, l'océan Austral a longtemps été mis à l'écart des grandes explorations. En dehors des incursions de Sir Francis Drake en 1578 dans le détroit qui porte aujourd'hui son nom et d'Abel Tasman en 1642, l'océan n'a été pénétré que vers 1770. Cette période vit les explorations presque simultanées du Malouin Marion-Dufresne accompagné de Crozet (1771-1772) qui découvrit l'archipel du même nom, du Quimpérois Kerguelen de Trémarec (1771-1773) qui découvrit les îles de la Désolation qui portent aujourd'hui son nom et de James Cook (1772-1775) dont l'expédition avait pour but la recherche du continent austral. Lors de son voyage circumpolaire, Cook fit une incursion jusqu'à $71^{\circ}10'S$ sans rencontrer la terre et conclut ainsi sur l'inexistence de la mythique *Terra Australis*.

La découverte, en 1819, de l'archipel des Shetland du Sud par le baleinier Smith rendit l'espoir de trouver un continent austral. Les expéditions furent nombreuses de 1820 à 1845 et permirent de mieux connaître les limites du continent : expédition de Weddell en 1823, explorations et levées cartographiques de Dumont D'Urville de 1837 à 1840, ou encore expédition de l'Anglais Ross de 1839 à 1843. Une fois l'existence du continent assurée, ses limites reconnues grossièrement et son manque de ressources constaté, l'océan Austral fut à nouveau délaissé. Les premières observations hydrologiques de l'océan furent réalisées lors des expéditions des navires anglais *Challenger* en 1873-1874 et *Discovery* en 1875-1876. Dès lors l'océan Austral n'a eut de cesse d'être fréquenté par les scientifiques.

La connaissance de l'hydrologie australe débuta alors vraiment dans la première moitié du XX^e siècle avec les expéditions britanniques du *Discovery I* et du *Discovery II* sous l'égide du *Discovery Committee* qui ont couvertes la majeure partie de l'océan circumpolaire. En 1957, l'Année Géophysique Internationale contribua largement aux recherches océanographiques dans l'océan Austral avec notamment la réalisation de 52 voyages du navire américain *Eltanin* (1962-1972). Les observations réalisées à bord ont permis la publication d'un atlas de l'océan Austral qui fournit des cartes des principales propriétés hydrologiques (température, salinité et oxygène) à différentes profondeurs.

De nos jours, l'océan Austral fait l'objet de toutes les attentions et l'on ne compte plus le nombre de pays impliqués dans la recherche océanographique australe. Le projet international WOCE (World Ocean Circulation Experiment) lancé en 1990 a largement contribué à augmenter le nombre d'observations *in situ* dans l'océan global. Cependant, l'océan Austral reste peu observé par les navires océanographiques du fait de son hostilité, et il est même inexploré pendant les périodes hivernales. La mise en place du projet ARGO, en 1999, a permis de palier à la mauvaise couverture spatio-temporelle des observations *in situ* dans les régions de cet océan non couvertes par la glace (Fig. 1.1). Par ailleurs, la mise à disposition de satellites pour l'observation des océans il y a une vingtaine d'année a permis de mieux caractériser la circulation générale de l'océan Austral, ses principales caractéristiques, son activité méso-échelle et ses différents modes de variabilité. L'arrivée de l'altimétrie s'est accompagnée d'une amélioration des moyens de calcul et de stockage informatique permettant le développement de modèles numériques de plus en plus puissants et, par conséquent, des études quadridimensionnelles de plus en plus réalistes.

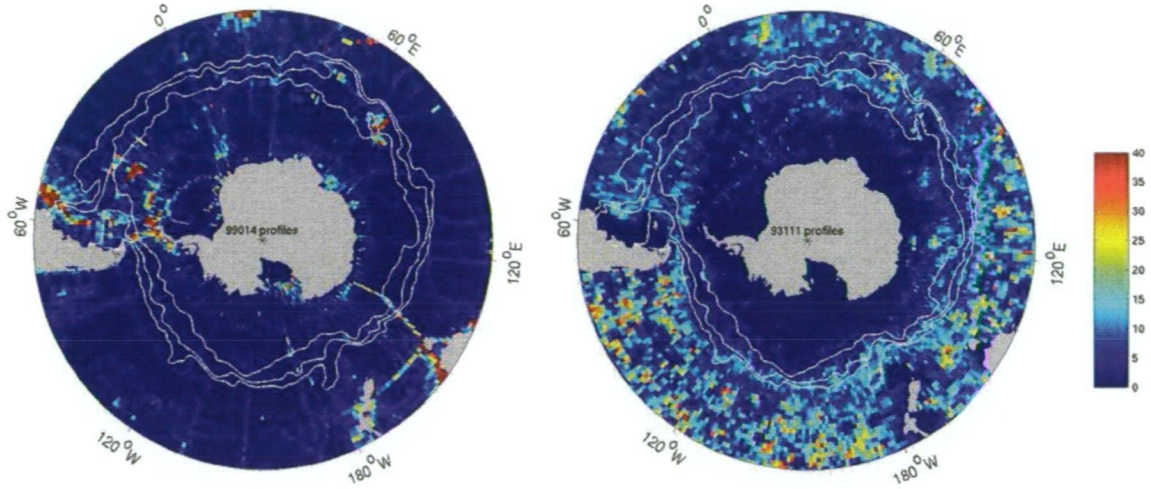


FIG. 1.1 – Évolution des observations *in situ* dans l'océan Austral. A gauche : traces de bateau dans l'océan Austral dont les campagnes sont référencées par ORSI et WITWORTH III (2005). La figure indique le nombre de profils *in situ* effectués dans des boîtes de $1^\circ \times 1^\circ$. Ces données, 99014 profils au total, ont été collectées sur plus de 30 ans d'observation. A droite : même figure pour les 93111 profils Argo collectés jusqu'à mars 2008 (soit 6 ans environ de collecte de données). Figure issues de SALLÉE (communication personnelle).

1.1.2 Caractéristiques géographiques de la région d'étude

La région étudiée dans le cadre de cette thèse est la partie Australe de l'océan Indien. Elle est située dans un domaine délimité par $43^\circ E$, $90^\circ E$, $35^\circ S$ au Nord et le continent Antarctique au Sud (Fig. 1.2). Cette région englobe le plateau de Kerguelen, véritable barrière bathymétrique au sein de l'océan Austral. D'une superficie d'environ 2.2 millions de km^2 (soit environ quatre fois celle de la France), il est le plus grand plateau sous-marin de l'océan Austral et l'un des plus grands de l'océan mondial. Il s'étend sur une distance de plus de 2200 km dans la direction Nord-Ouest/Sud-Est et s'établit à des profondeurs allant de 1000 m à 4000 m . Il est bordé par le bassin d'Enderby à l'Ouest, de Crozet au Nord, et le bassin Australien-Antarctique à l'Est. Il est séparé du plateau continental Antarctique par le passage d'Elizabeth Trough et semble coupé en deux en son milieu par un chenal bathymétrique de Fawn Trough. La région se compose également de quelques îles faisant partie pour la plupart des Terres Australes et Antarctiques Françaises (TAAF). Parmi celles-ci les plus importantes sont les îles Kerguelen, au Nord du plateau du même nom, qui se composent d'environ 300 îles formant de nombreuses baies, réparties sur une superficie de 6993 km^2 (Fig. 1.3). Au Sud, toujours sur la partie Nord du plateau de Kerguelen se situe les îles australiennes McDonald et Heard. Les autres îles des TAAF sont celles constituant l'archipel de Crozet aux environs de $50^\circ E/46^\circ S$ et les îles Saint-Paul et Amsterdam au Nord-Est de la région d'étude. Enfin la région inclue également la plus grande plate-forme de la partie Est de l'Antarctique, la plate-forme de glace d'Amery.

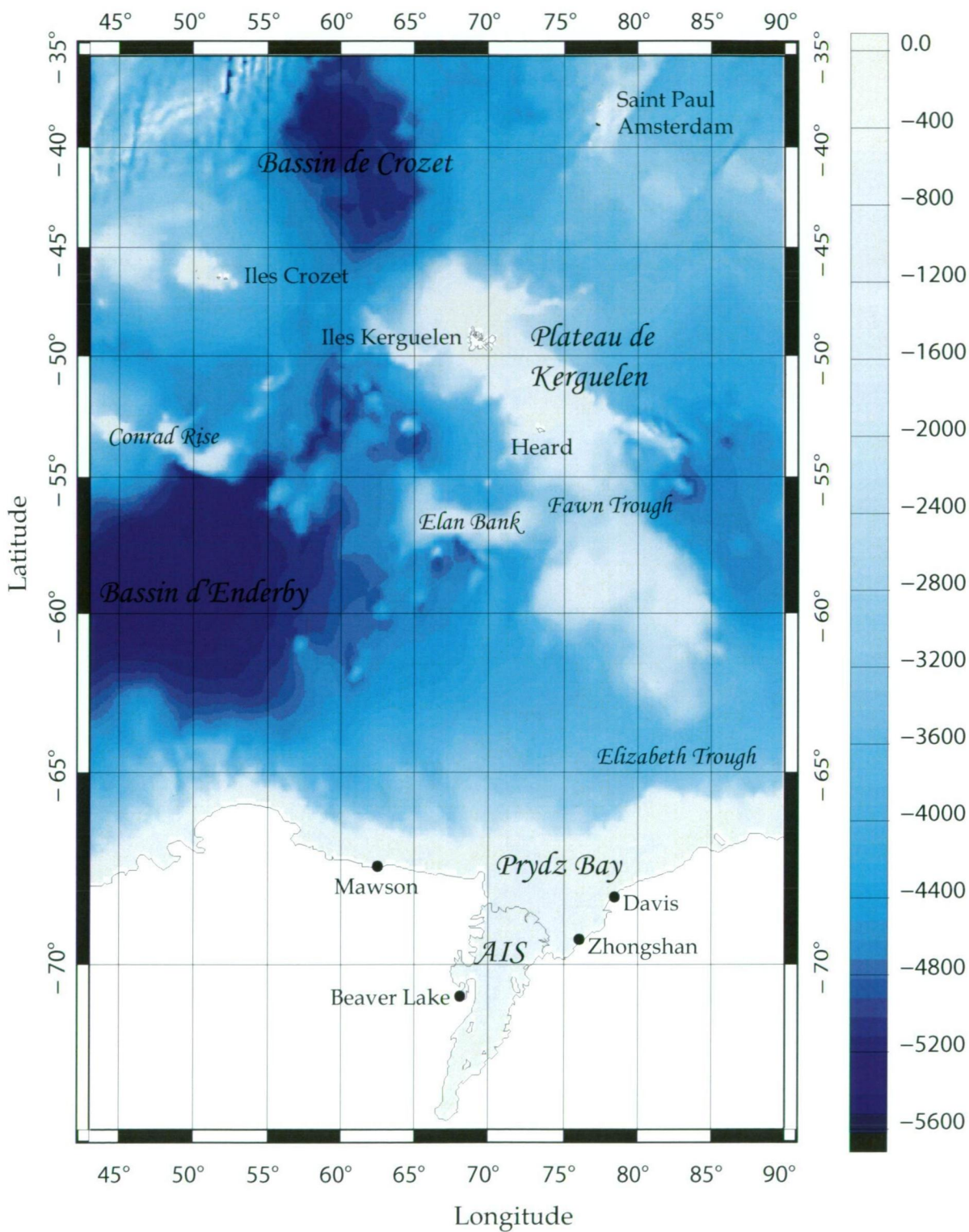


FIG. 1.2 – Zone d'étude et ses différentes caractéristiques géographiques. La bathymétrie (en mètres) est représentée en fond bleu.

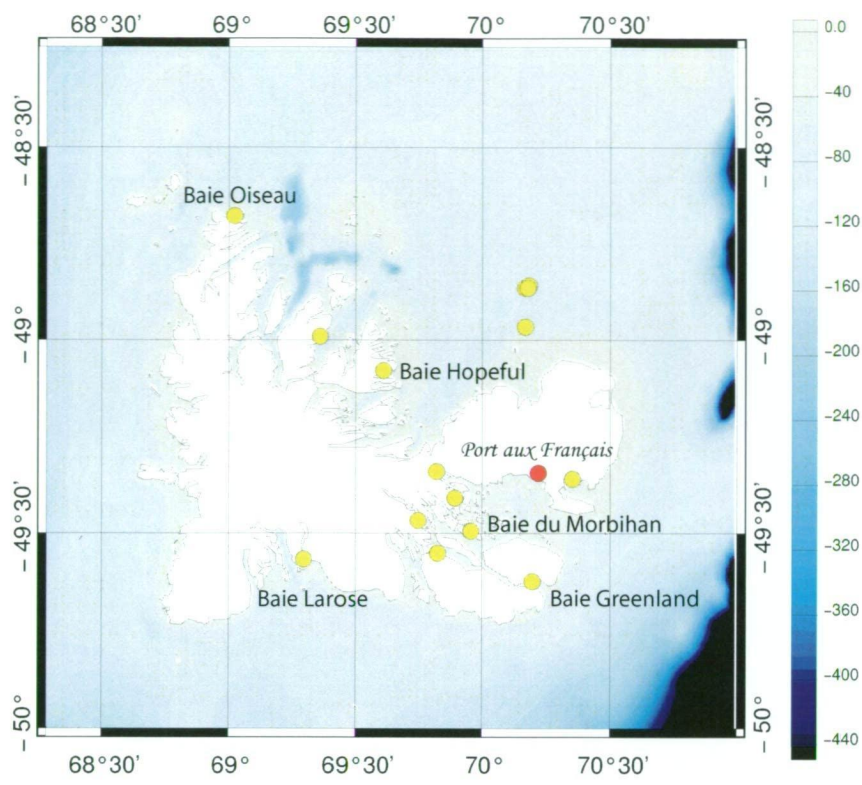


FIG. 1.3 – Les îles Kerguelen se composent d’environ 300 îles. Sur cette carte nous mentionnons le nom de principales baies qui seront citées dans la suite de l’étude. Nous représentons aussi la position des mouillages utilisés (en jaune) et du marégraphe côtier de Kerguelen (en rouge). En fond de carte nous représentons la bathymétrie (en mètres).

1.2 Caractéristiques de l’océan Austral

1.2.1 Circulation

L’océan Austral joue un rôle majeur dans la circulation globale des autres océans. Seul océan du monde à circuler autour de la planète sans obstacle, il est aussi le seul lien entre les trois autres grands océans et constitue ainsi un maillon essentiel dans le système climatique mondial. Si sa circulation de surface est maintenant bien connue, notre compréhension de sa dynamique tridimensionnelle et de sa variabilité est encore rudimentaire. Dans cette section nous effectuons l’état actuel des connaissances de la circulation générale (horizontale et verticale) de l’océan Austral. Nous la décrivons aussi de manière plus détaillée dans notre région d’étude.

1.2.1.1 Circulation générale de l’océan Austral

L’océan Austral renferme le courant le plus puissant du monde : le Courant Circumpolaire Antarctique (ACC). L’ACC n’est pas un courant s’écoulant en un bloc cohérent, mais peut être schématisé sous la forme d’une association de plusieurs fronts circumpo-

1.2. Caractéristiques de l’océan Austral

laïres (SOKOLOV et RINTOUL (2002), SOKOLOV et RINTOUL (2007)). Ces deux veines principales de courant sont le Front Subantarctique et le Front Polaire Antarctique qui sont séparées par une zone de transition, le zone du Front Polaire (NOWLIN et KLINCK (1986), KLINCK et NOWLAND (2001)). L’ACC est l’unique courant du globe qui ne rencontre jamais l’obstacle d’un continent dans sa course, ce qui lui confère une circulation proche de la circulation atmosphérique (Fig. 1.4). Compris entre les latitudes $55^{\circ}S$ et $61^{\circ}S$, l’ACC est piloté par les forts vents d’Ouest qui soufflent dans ces régions du globe. Ces vents d’Ouest sont la résultante des effets conjugués du gradient de pression atmosphérique Nord-Sud et de la Force de Coriolis liée à la rotation terrestre. Sous l’action de ces vents dominants, l’ACC fait le tour du continent Antarctique sur une distance de près de 24000 km et sur une largeur allant de 200 km à 1000 km et permet ainsi des échanges entre les océans Pacifique, Atlantique et Indien. Les vitesses de surface associées à l’ACC sont importantes : elles peuvent dépasser 30 cm.s^{-1} au passage de Drake, 40 cm.s^{-1} au Sud de la Tasmanie et atteindre 26 cm.s^{-1} au Sud de l’Afrique (NOWLIN et KLINCK (1986), WHITWORTH III et NOWLIN (1987)). Le débit annuel moyen associé à ce courant est de l’ordre de $135Sv$ (KLINCK et NOWLAND (2001)), soit 1000 fois plus que celui de l’Amazonie, ou encore 100 fois plus que celui de l’ensemble des rivières du globe. Ce débit moyen varie le long de la ceinture circumpolaire : il atteint $135Sv$ au niveau du passage de Drake (CUNNINGHAM *et al.* (2003)), $150Sv$ au Sud de la Tasmanie (RINTOUL *et al.* (2002)) et $160Sv$ au Sud de l’Afrique (WHITWORTH III et NOWLIN (1987), LEGAIS *et al.* (2005)).

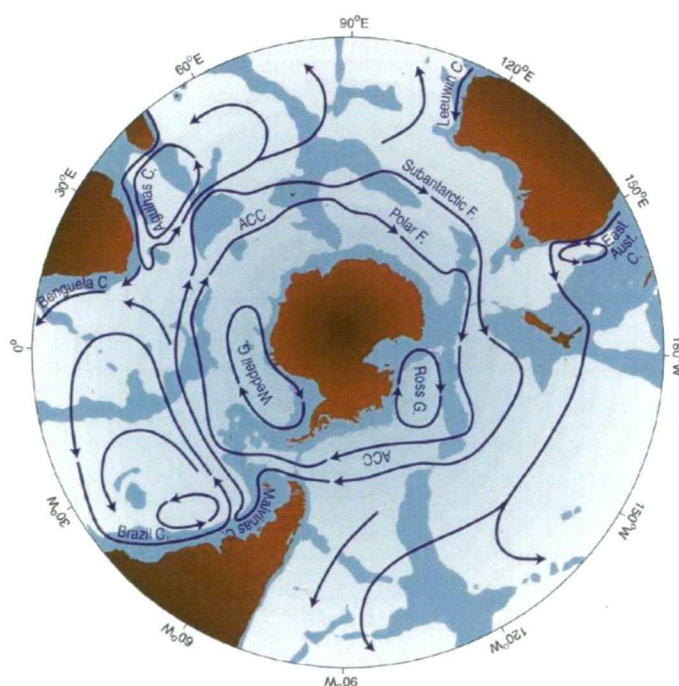


FIG. 1.4 – Carte schématique de la circulation horizontale de l’océan Austral (d’après RINTOUL *et al.* (1999)). Les profondeurs inférieures à 3500 mètres sont en bleu foncé. Les abréviations *F* correspondent à *Front*, *C* à *Courant* et *G* à *Gyre*.

Aux abords du continent Antarctique, les vents d'Est polaires poussent les eaux d'Est en Ouest autour du continent et génèrent un courant côtier qui fait le tour de l'Antarctique : le Courant Antarctique Côtier (WHITWORTH III *et al.* (1998)). Dans certaines régions, ce courant, contraint par la bathymétrie, re-circule vers le Nord et, associé avec l'ACC, forme des gyres cycloniques. Les plus importants sont ceux de la mer de Ross et de la mer de Weddell, le plus grand, qui s'étend de la péninsule Antarctique ($\sim 60^{\circ}W$) à $\sim 50^{\circ}E$, et de la côte Antarctique à $60^{\circ}/55^{\circ}S$ (GORDON *et al.* (1981), ORSI *et al.* (1993), PARK *et al.* (1993)).

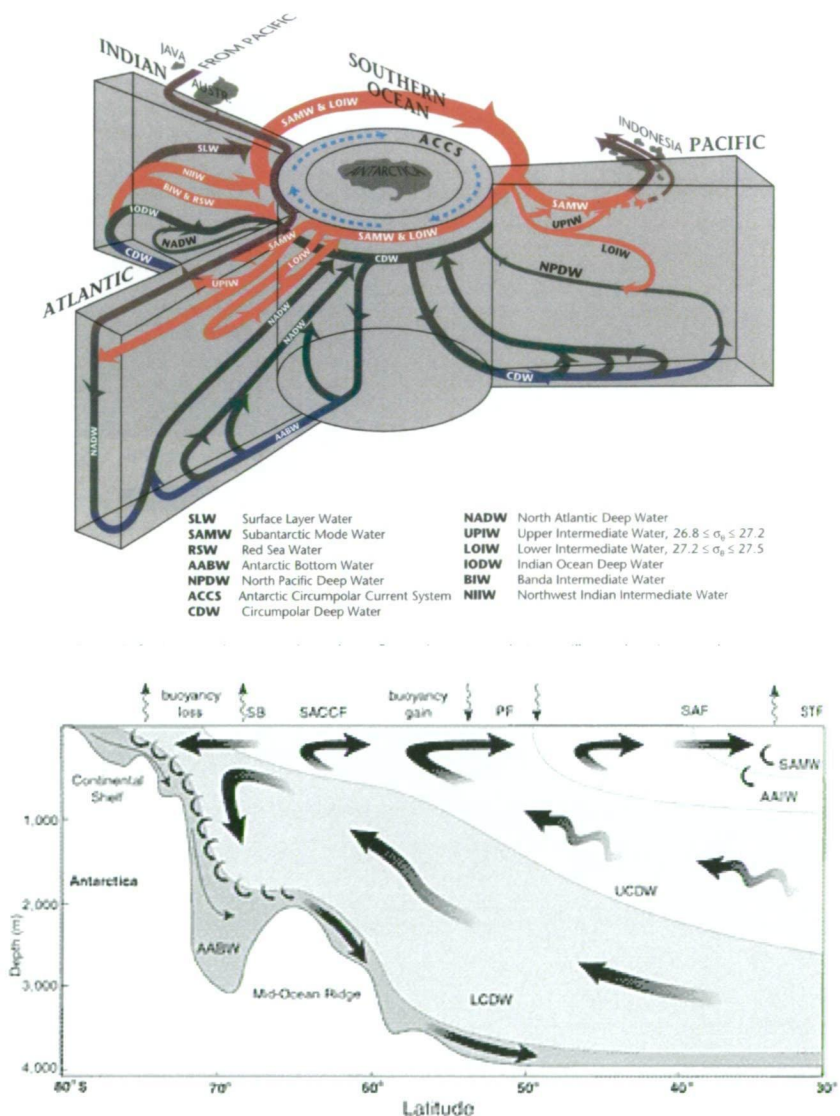


FIG. 1.5 – En haut : représentation tridimensionnelle de la circulation thermohaline mondiale (d'après SCHMITZ (1996)). Les couches de surface sont représentées en violet, les couches intermédiaires en rouge, les couches profondes en vert et les couches de fond en bleu. En bas : coupe verticale de la circulation méridienne dans l'océan Austral (d'après SPEER *et al.* (2000)).

1.2. Caractéristiques de l'océan Austral

Sa forme annulaire et la liaison qu'il crée entre les principaux bassins océaniques du globe font de l'océan Austral une zone centrale pour la circulation thermohaline à grande échelle (Fig. 1.5). Tout comme la circulation méridienne, la circulation horizontale de l'océan Austral (Fig. 1.4) est liée au régime des vents et s'explique en grande partie par la théorie d'Ekman. La direction opposée des vents de part et d'autre de $63^{\circ}S$ crée ainsi une zone de séparation appelée zone de divergence Antarctique. Au Nord, les vents dominants d'Ouest poussent les eaux de surface vers le Nord tandis qu'au Sud les vents d'Est les poussent vers le Sud. Ces vents de directions opposées entraînent donc la divergence des eaux du Nord avec celles du Sud et, par principe de conservation de la masse, la remontée d'eau profonde dans cette région (Fig. 1.5, en bas). De la même manière, au Nord de l'ACC il existe une zone dite de convergence Antarctique expliquée elle aussi par le pompage d'Ekman. Cette convergence des eaux superficielles favorise la subduction des eaux modales et intermédiaires. La structure verticale de l'océan Austral présente une autre particularité : ses eaux présentent des masses volumiques variant très peu avec la profondeur. Ainsi les forces de gradient de pression sont redistribuées de façon très équitables sur la verticale, et les volumes d'eau sont déplacés sur des profondeurs de plus de 2000 mètres ce qui fait de l'océan Austral un océan quasi-barotrope.

1.2.1.2 Circulation dans la région d'intérêt

Tout comme dans les autres bassins de l'océan Austral, la circulation dans la région australe de l'océan Indien est principalement zonale. Elle est cependant plus complexe dans notre région d'intérêt en grande partie à cause du plateau de Kerguelen qui s'étend de $47^{\circ}S$ à $62^{\circ}S$. Lorsque l'ACC arrive à l'Ouest du plateau, il le contourne en se séparant en trois branches. La première contourne le plateau par son extrémité Nord et passe entre les îles Kerguelen et Amsterdam. Elle contient 80% de l'ACC et est caractérisée par des courants puissants. Le reste de l'ACC passe majoritairement par le passage de *Fawn Trough* qui sépare, vers $56^{\circ}S$, le plateau de Kerguelen en deux parties, et par le chenal de *Princess Elizabeth Trough*, vers $64^{\circ}S$, qui sépare le plateau Kerguelen du plateau continental Antarctique (SULTAN *et al.* (2007)). Le transport cumulé de l'ACC entre les îles Kerguelen et le continent Antarctique (dont ces deux veines de courant font partie) est seulement de $30Sv$, suggérant que le plateau de Kerguelen agit comme une barrière topographique dans la circulation circum-Antarctique (PARK *et al.* (1993)).

En utilisant les 18 premiers mois de données de Topex-Poséidon, PARK et GAMBERONI (1995) ont pu mettre en évidence les principales cellules de circulation de notre région d'étude. Outre l'ACC, la carte de topographie dynamique moyennée montre clairement deux gyres subpolaires cycloniques de part et d'autre du plateau de Kerguelen. Ces résultats correspondent fortement aux sorties du Modèle Antarctique Fine Résolution (FRAM GROUP (1991)). Le plateau des Kerguelen apparaît donc comme un obstacle séparant les 2 gyres subpolaires. Cependant, la topographie dynamique à 2000 m provenant de mesures hydrographiques ne confirme pas l'existence de ces deux gyres subpolaires. Ce désaccord est sûrement dû à l'incapacité de l'hydrographie à détecter la composante barotrope du courant qui serait alors prédominante, alors que le signal altimétrique utilisé par PARK et GAMBERONI (1995) restitue la totalité du signal.

Au Sud de l'ACC, l'Antarctic Coastal Current, un courant relativement étroit, s'écoule d'Est en Ouest le long du talus continental antarctique (WHITWORTH III *et al.* (1998)).

L'expérience BROKE, qui a permis d'effectuer des sections longitudinales de courant vers $80^{\circ}E/90^{\circ}E$ à proximité de la côte, a montré qu'une partie de ce courant servait à la re-circulation du gyre subtropical à l'Est du plateau des Kerguelen (BINDOFF *et al.* (2000)). Plus à l'Ouest, dans le bassin de Prydz Bay, la circulation est caractérisée par un important gyre cyclonique au Nord de la plate-forme de glace d'Amery (SMITH *et al.* (1984)). A partir de l'analyse de géopotentiels SMITH *et al.* (1984) a également mis en évidence la présence de deux gyres cycloniques au Nord-Est et au Nord-Ouest du gyre décrit précédemment.

1.2.2 La structure frontale

Les fronts océaniques sont les limites entre deux masses d'eau de propriétés différentes (température, salinité, densité, gaz dissous, nutriments) sur de courtes distances (ORSI *et al.* (1995), BELKIN et GORDON (1996)). DEACON (1937) fût le premier à décrire ces variations spatiales brutales dans l'océan Austral. Plus récemment, plusieurs études ont utilisé l'analyse de données hydrographiques historiques pour décrire et caractériser les principaux fronts de l'ACC : GORDON *et al.* (1977) dans le Sud de l'Australie, NOWLIN *et al.* (1977) au niveau du passage de Drake et au Sud de l'Amérique, LUTJEHARMS et VALENTINE (1984) au Sud de l'Afrique, PARK *et al.* (1993) dans le bassin de Crozet, ou encore ORSI *et al.* (1995) le long de la ceinture circumpolaire de l'ACC. Ces dernières années, de nouvelles définitions frontales basées sur des produits satellitaires ont vu le jour (MOORE *et al.* (1999), SOKOLOV et RINTOUL (2002), DONG *et al.* (2006), SOKOLOV et RINTOUL (2007)). Elles ont l'avantage de permettre d'aborder la variabilité temporelle et spatiale des fronts.

1.2.2.1 Le Front Polaire Antarctique (PF)

Le Front Polaire Antarctique a d'abord été identifié par Meinardus en 1923. Il a ensuite été décrit par DEACON (1937) et WHITWORTH III (1980). Plusieurs critères ont été proposés pour définir la position du PF, et la méthode la plus généralement utilisée est celle de TAYLOR *et al.* (1978) décrivant le PF comme l'extrémité Nord de l'isoline de température de $2^{\circ}C$. Cette description ne prend cependant pas en compte la complexité du front.

La position du PF varie en espace : elle est de $\sim 50^{\circ}S$ dans l'océan Atlantique, de $\sim 52^{\circ}S$ dans l'océan Indien et de $\sim 62^{\circ}S$ dans l'océan Pacifique (DEACON (1982), PARK *et al.* (1993)). Sa position varie aussi dans le temps : elle effectue des mouvements saisonniers de 1° à 2° suivant la latitude, et de 4° à l'échelle inter-saisonnière (GORDON (1971), SOKOLOV et RINTOUL (2007)).

1.2.2.2 Le Front Subantarctique (SAF)

Le Front Subantarctique est caractérisé par une remontée en surface des isothermes (SIEVERS et EMERY (1978)). Il atteint sa position la plus au Nord dans l'océan Atlantique, et la plus au Sud au niveau du passage de Drake, celle-ci étant fortement liée à la bathymétrie. Son gradient de température varie énormément à travers l'océan Austral (HOFMANN et WHITWORTH III (1985)), et atteint ses valeurs les plus importantes entre $100^{\circ}O/60^{\circ}O$ et $140^{\circ}E/170^{\circ}E$, là où il est le plus étroit. Entre ces deux régions, il devient

1.2. Caractéristiques de l'océan Austral

plus faible et le front s'élargit (EMERY (1977), SOKOLOV et RINTOUL (2007)). Dans la région australe de l'océan Indien, le SAF présente un gradient de température de 4°C à 8°C avec une valeur centrale de 6°C et une salinité de $34.1/34.5\text{psu}$ (PARK *et al.* (1993)).

1.2.2.3 Le Front Subtropical (STF)

La Front Subtropical délimite les eaux chaudes et salées subtropicales, des eaux sub-antarctiques froides et plus douces. Il est généralement mis en évidence par un maximum de salinité en subsurface (WYRTKI (1971)). Le STF est considéré comme la limite Nord de l'océan Austral et sa position moyenne se situe autour de 40°S , excepté dans l'Est de l'océan Pacifique où il atteint la latitude de 25°S (SVERDRUP *et al.* (1942)). Dans le bassin de Crozet, il est situé à 220 m de profondeur et ses valeurs de température et de salinité sont de 10°C et 34.8psu (PARK *et al.* (1993)).

1.2.3 Masses d'eau

L'océan Austral est un lieu privilégié pour la formation de masses d'eau de part sa forte interaction avec l'atmosphère polaire et les glaces antarctiques (Fig. 1.5). Ces interactions modifient les propriétés des couches d'eau superficielles et permettent la transformation d'une masse d'eau vers une autre. Les masses d'eau ainsi formées plongent alors pour ventiler une fraction importante du volume de l'océan mondial et constituent donc un élément crucial dans la circulation océanique méridienne.

1.2.3.1 Eau Antarctique de Fond (AABW) et Eau Profonde Circumpolaire (CDW)

L'Eau Antarctique de Fond (Antarctic Bottom Water) se forme par interactions énergétiques complexes entre l'eau, la mer et la glace à la surface océanique (ORSI *et al.* (1999)). Il s'agit d'une eau extrêmement froide et salée formée dans des régions précises aux abords du continent Antarctique : la mer de Weddell (NAVEIRA GARBATO *et al.* (2002)), la mer de Ross (WHITWORTH et ORSI (2006)) et en Terre Adélie (RINTOUL (1998), SLOYAN et RINTOUL (2001)). Certaines études récentes suggèrent également la formation d'AABW dans la région de Prydz Bay (YABUKI *et al.* (2006)). Cette eau joue un rôle clé dans la circulation thermohaline de l'océan global.

Au-dessus de l'AABW très froide et très salée se trouve la couche associée à l'Eau Profonde Circumpolaire (Circumpolar Deep Water), relativement chaude, salée et riche en sels nutritifs. Au Sud de la Tasmanie cette eau à une température potentielle inférieure à 3°C et une salinité d'environ $34.3 - 34.75\text{psu}$ (SLOYAN et RINTOUL (2001)).

1.2.3.2 Eau Antarctique de Surface (AASW) et Eau d'Hiver (WW)

L'Eau Antarctique de Surface (Antarctic Surface Water) s'étend du Front Polaire aux fronts Sud de l'ACC. Elle provient essentiellement de la modification dans la couche superficielle de la CDW par interaction avec des forçages extérieurs (atmosphère, glace de mer). En hiver austral, cette eau développe une couche de mélange, la Winter Water (WW), qui est relativement froide ($\sim 2^{\circ}\text{C}$) et peu salée ($34.0 - 34.5\text{psu}$), ce qui lui assure

sa stabilité au-dessus des eaux circumpolaires de fond plus chaudes mais plus salées. En été austral, le réchauffement forme l'AASW, qui se découple de la WW, sous-jacente, caractérisée par un minimum de température (PARK et CHARRIAUD (1998)).

1.2.3.3 Eaux Modales (SAMW) et Eau Intermédiaire Antarctique (AAIW)

Les Eaux Modales Subantarctiques (SubAntarctic Mode Water) sont formées dans l'épaisse couche de mélange hivernal se développant au Nord du SAF (MCCARTNEY (1977)). Cette masse d'eau se caractérise par des propriétés hydrologiques homogène sur une zone géographique étendue et sur une grande profondeur (jusqu'à 500 – 600 *m* au Sud de la Tasmanie). Une fois la masse d'eau subductée, elle est advectée vers le Nord et re-circule dans les gyres subtropicaux. Une portion des SAMW est advectée vers l'Est par l'ACC où elle est refroidie et devient aussi plus dense (HANAWA et TALLEY (2001)).

L'Eau Intermédiaire Antarctique (Antarctic Intermediate Water) est une couche d'eau peu salée s'étendant directement sous la couche des SAMW. On trouve cette eau, caractérisée par son minimum de salinité, dans tous les secteurs de l'océan Austral au Nord du PF. Cette eau est transportée vers l'Est par l'ACC et s'étend vers le Nord depuis le PF sur des profondeurs intermédiaires autour de 800 – 1000 *m* (WONG *et al.* (1999)).

Dans la suite de l'étude nous nous attacherons à étudier la circulation barotrope de l'océan Austral, ainsi que quelques aspects de sa circulation de surface. Nous nous référerons alors principalement à la circulation horizontale de cet océan ainsi qu'à ces différents fronts décrits précédemment. Cependant, la description de sa circulation verticale ainsi que des différentes masses d'eau qui le constituent sont nécessaires pour une compréhension globale de la circulation de l'océan Austral.

1.3 Modèle numérique

La dynamique barotrope joue un rôle prédominant dans la physique de l’océan Austral. Sa variabilité haute fréquence (échelles temporelles comprises entre quelques heures et quelques jours) est essentiellement due à un forçage d’origine astronomique (les marées) d’une part, et d’origine météorologique (vent et pression atmosphérique) d’autre part. Ces deux phénomènes constituent la contribution la plus importante de la variabilité du niveau de la mer. Ils sont maintenant bien modélisés dans l’océan du large, cependant, dans les régions côtières et dans les régions de hautes latitudes, leur connaissance manque encore de précision. En région côtière, cela est principalement dû aux erreurs dans la bathymétrie. Aux hautes latitudes, cela est dû au manque de données d’élévation à assimiler, qu’elles soient *in situ* ou satellitales, et également à la mauvaise connaissance de la bathymétrie, notamment sous les plates-formes de glace. C’est pour cela que nous avons décidé de modéliser la réponse de l’océan à chacun de ces forçages dans notre région d’étude. La mise en place de modélisation régionale permet d’améliorer les solutions de la dynamique haute fréquence dans ces régions. Nos travaux se sont inscrits dans cette démarche.

Dans ce chapitre, nous effectuons une description du modèle utilisé pour la mise en place de la modélisation de la dynamique océanique barotrope de l’océan Indien Austral. Nous le présentons dans sa globalité en décrivant les équations et les conditions aux limites implémentées ainsi que les schémas numériques utilisés pour leur implémentation, et en décrivant les forçages utilisés.

1.3.1 Présentation du modèle

Le modèle *MOG2D/T-UGOm* -pour Modèle aux Ondes de Gravité 2D- est un modèle hydrodynamique pour l’océan développé au LEGOS. Ce modèle, fondé sur le modèle initialement développé par LYNCH et GRAY (1979), permet de calculer les variations du niveau de la mer ainsi que les courants moyens liés au forçage météorologique (vents et pression atmosphérique) et à l’action de la marée. Il s’agit d’un modèle barotrope non linéaire à deux dimensions, résolvant les équations *shallow water*. Sa principale originalité réside dans sa discrétisation spatiale à l’aide des éléments finis qui autorise un raffinement de la résolution dans certaines zones critiques, telles que les régions côtières (Fig. 1.6) ou les régions de forts gradients bathymétriques, ce qui en fait un modèle tout à fait adapté à la modélisation de l’océan côtier.

1.3.2 Les équations du modèle

La dynamique de l’océan est régie par les lois de *conservation de la masse* et de la *quantité de mouvement*. Les équations générales les traduisant sont celles de Navier-Stokes en milieu en rotation (GILL (1982)) :

Équation de conservation de la masse :

$$\frac{D\rho}{Dt} + \rho \vec{\nabla} \cdot \vec{u} = 0. \quad (1.1)$$

Équation de conservation de la quantité de mouvement :

$$\rho \left[\frac{D\vec{u}}{Dt} + 2\vec{\Omega} \wedge \vec{u} \right] = \rho \vec{f}_{vol} + \vec{F}_p + \vec{F}_f, \quad (1.2)$$

où :

- ρ est la masse volumique du fluide,
- \vec{u} est la vitesse eulérienne d'une particule fluide ($\vec{u} = (u, v, w)$),
- $\vec{\Omega}$ est le vecteur rotation de la Terre autour de son axe,
- $\rho \vec{f}_{vol}$ sont les forces de volume dues aux champs d'attraction gravitationnels et à l'accélération centrifuge,
- \vec{F}_p sont les efforts de pression,
- \vec{F}_f sont les efforts de friction.

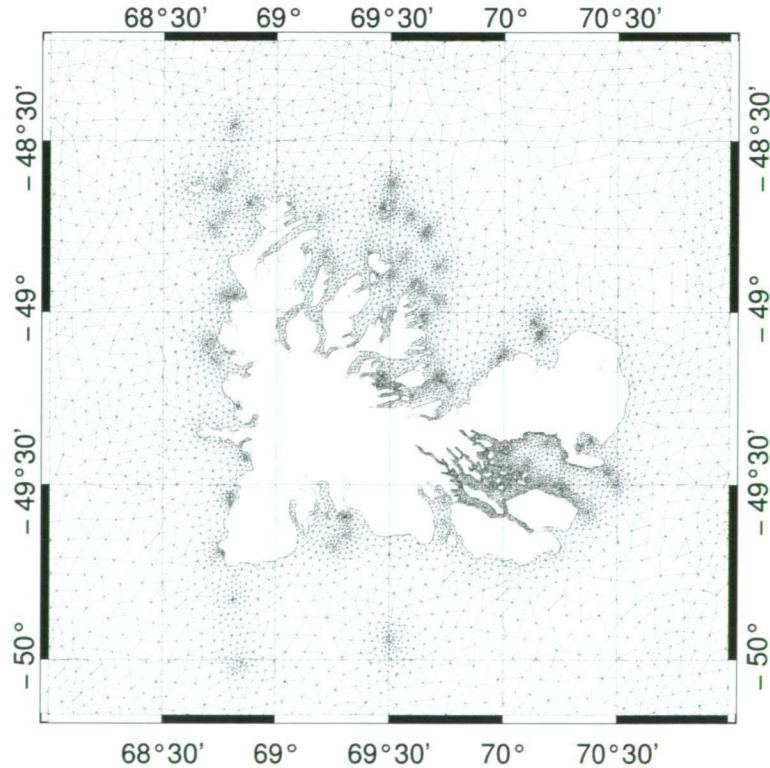


FIG. 1.6 – Extrait du maillage utilisé autour des îles Kerguelen : la taille des mailles à la côte est de l'ordre de la centaine de mètres.

1.3. Modèle numérique

Nous nous intéressons plus particulièrement aux équations de la dynamique barotrope¹ de l'océan, les équations dites *shallow water*, obtenues par simplifications des équations de Navier-Stokes selon les hypothèses des ondes longues :

1. l'océan est un fluide incompressible, visqueux et newtonien,
2. la pression est hydrostatique.

Les équations découlant des hypothèses précédentes sont à la base des équations du modèle. Elles sont obtenues, sous forme primitive, en intégrant les équations (1.1) et (3.3) sur la colonne d'eau. Les équations qui en résultent sont celles de continuité (1.3) et de conservation de la quantité de mouvement (1.4) :

$$\frac{\partial H}{\partial t} + \nabla \cdot (H \vec{u}) = 0, \quad (1.3)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial H \vec{u}}{\partial t} + \nabla \cdot (H \overline{u\vec{u}}) + f_c \vec{k} \wedge (H \vec{u}) \\ = -gH \vec{\nabla}(\eta - \Pi_a) - \tau H \vec{u} + \nu_T \Delta(H \vec{u}) + H \vec{F} + H \vec{D}, \end{aligned} \quad (1.4)$$

- avec : x la coordonnée zonale positive vers l'Est,
 y la coordonnée méridienne positive vers le Nord,
 t le temps,
 $H(x, y, t)$ la hauteur totale de la colonne d'eau,
 $\vec{u}(x, y, t)$ la vitesse horizontale moyennée sur la verticale (et $\overline{u\vec{u}} = \vec{u} \cdot \vec{u}$),
 f_c le coefficient de Coriolis,
 \vec{k} le vecteur unitaire dirigé selon la verticale,
 $\eta(x, y, t)$ l'élévation de la surface libre au dessus du niveau moyen de la mer,
 τ le coefficient de dissipation sur le fond,
 ν_T la viscosité turbulente,
 Π_a le potentiel générateur des marées,
 \vec{F} le terme de forçage atmosphérique,
 \vec{D} le terme traduisant la dissipation d'énergie due à la génération d'ondes internes et aux efforts de cisaillement au niveau de la couche de mélange.

Ainsi en dérivant l'équation de continuité (1.3) par rapport au temps, en prenant la divergence de l'équation (1.4), et en combinant les deux expressions qui en résultent, nous obtenons l'équation d'onde shallow water non-linéaire exprimée par :

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 H}{\partial t^2} + \tau \frac{\partial H}{\partial t} - \nabla \cdot \left\{ \nabla \cdot (H \overline{u\vec{u}}) + gH \vec{\nabla}(\eta - \Pi_a) \right. \\ \left. + f_c \vec{k} \wedge (H \vec{u}) - \nu_T \Delta(H \vec{u}) - H \vec{F} - H \vec{D} \right\} - H \vec{u} \cdot \vec{\nabla} \tau = 0. \end{aligned} \quad (1.5)$$

¹Barotrope : se dit d'un fluide dans lequel les surfaces de pression constante (isobares) sont parallèles à celles de densité constante, par opposition au terme barocline.

En réalité, il y a une perte d'information dans l'équation d'onde (1.5) due à la dérivation en temps (WERNER et LYNCH (1987)). Il peut en résulter une certaine dérive du niveau moyen de la mer sur le long terme. Dans ces conditions, on contraint l'équation d'onde (1.5) avec un rappel vers l'équation de continuité (1.3). Nous résolvons donc l'équation (1.5)+ τ_0 .(1.3), où τ_0 est un paramètre arbitraire constant (typiquement $\tau_0 = 10^{-3}$). Cette dernière opération conduit à l'équation :

$$\frac{\partial^2 H}{\partial t^2} + \tau_0 \frac{\partial H}{\partial t} - \nabla \cdot \left\{ \nabla \cdot (H \overline{u}) + gH \overrightarrow{\nabla} (\eta - \Pi_a) + f_c \overrightarrow{k} \wedge (H \overrightarrow{u}) - \nu_T \Delta (H \overrightarrow{u}) - H \overrightarrow{F} - H \overrightarrow{D} + (\tau - \tau_0)(H \overrightarrow{u}) \right\} = 0. \quad (1.6)$$

Les deux équations (1.4) et (1.6) constituent donc les équations de base du modèle.

1.3.3 Discrétisation et résolution

Comme évoqué précédemment, l'une des originalités du modèle *MOG2D/T-UGOm* réside dans l'utilisation de la méthode des éléments finis pour la discrétisation spatiale des équations de base. Cette méthode permet d'appliquer un maillage plus large au niveau de l'océan profond, et d'avoir une résolution accrue sur les zones littorales et dans les régions à fort gradient bathymétrique.

Par ailleurs, deux critères géométriques sont imposés lors de la génération du maillage, permettant d'adapter la taille de la maille en fonction de la bathymétrie. Le premier critère, proposé par LE PROVOST et VINCENT (1986) dans l'optique de résoudre correctement les ondes de gravité, est un critère local déterminant la distance maximale ΔL admissible entre deux nœuds consécutifs du maillage en fonction de la longueur d'onde λ :

$$\Delta L = \frac{\lambda}{15} = \frac{2\pi}{15\omega} \sqrt{gH} \quad (1.7)$$

où ω est la fréquence de l'onde considérée et H , la profondeur au nœud considéré. Ainsi pour une onde semi-diurne, nous obtenons une distance ΔL d'environ 400 km dans l'océan du large.

Le second critère est un critère de représentation de la vitesse, il relie la taille admissible maximale des mailles à la bathymétrie :

$$\Delta L = \frac{2\pi}{15} \frac{H}{\|\overrightarrow{\nabla} H\|} \quad (1.8)$$

Ce critère permet d'imposer de grandes mailles en eaux profondes, et des mailles plus resserrées en zones littorales.

Nous représentons le maillage régional obtenu par la mise en œuvre de ces différents critères sur la figure 1.7. Cette figure permet d'illustrer l'impacte de la bathymétrie, et notamment de son gradient, sur la résolution du maillage : ainsi la taille des mailles - de l'ordre de 100 km - est plus large dans l'océan profond et la résolution est accrue dans les régions côtières et dans les zones à fort gradient bathymétrique comme le long de la marge continentale antarctique, sur le pourtour du plateau Kerguelen ou encore au niveau de la dorsale Ouest Indienne.

1.3. Modèle numérique

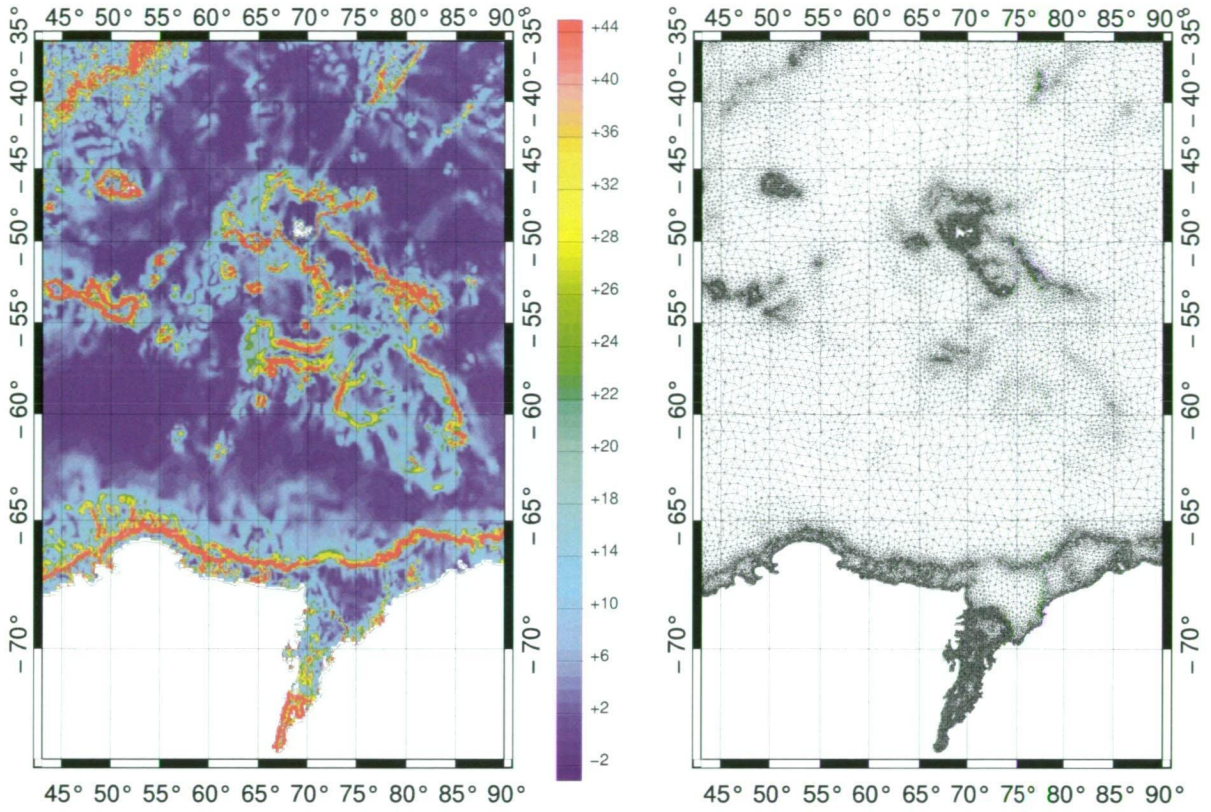


FIG. 1.7 – Gradient de bathymétrie (gauche) et son impacte sur la résolution du maillage (droite).

La discrétisation temporelle des équations du modèle est effectuée avec la méthode des différences finies. Le schéma est rendu semi-implicite par l'introduction d'un terme θ sans dimension. Au pas k , le temps t s'écrit sous la forme :

$$t_k \simeq \frac{\theta}{2}(t_{k+1} + t_{k-1}) + (1 - \theta)t_k \quad (1.9)$$

La valeur optimale de θ est 0.75 (LYNCH et GRAY (1979)).

Pour assurer la stabilité du modèle, une condition de CFL (Courant-Friedrichs-Lévy) est imposée, reliant la discrétisation spatiale et la discrétisation temporelle. Cette contrainte impose que, pour un pas de temps Δt donné, une onde de gravité de célérité c ne se propage pas sur une distance supérieure à la taille de la maille (Δx), soit la condition :

$$c\Delta t < \Delta x \quad (1.10)$$

D'autre part dans le cadre de l'étude des ondes de gravité, la célérité c s'exprime selon la relation suivante (GILL (1982), page 107) :

$$c = \sqrt{gH} \quad (1.11)$$

Or dans les régions à forts gradients bathymétriques la condition de CFL n'est pas assurée car le pas de temps principal est trop important. Le modèle utilise alors un sous-pas de temps pour la résolution des équations au voisinage des nœuds instables.

1.3.4 Les forçages

1.3.4.1 La marée

La marée est la réponse à l'action des forces gravitationnelles du système Terre-Lune-Soleil. La force génératrice de la marée, qui dérive du potentiel astronomique Π_a , possède un caractère périodique dont les composantes principales sont semi-diurnes, diurnes et longue périodes. Ce potentiel est également la résultante de la force centrifuge de la Terre, et de la marée terrestre solide. En notant Π le potentiel total, la force génératrice de la marée dérivant de ce potentiel s'écrit simplement :

$$\vec{F}_{marée} = \vec{\nabla} \Pi \quad (1.12)$$

1.3.4.2 Le forçage atmosphérique

A la marée se superposent des variations de hauteur d'eau d'origine météorologique. Dans le modèle, le forçage atmosphérique agit sur l'océan par l'intermédiaire de la pression atmosphérique et du vent. En notant P_a la pression atmosphérique rapportée au niveau moyen des mers, le forçage dû à la pression est modélisé de la manière suivante :

$$\vec{F}_{pression} = \vec{\nabla} P_a \quad (1.13)$$

Le vent agit quant à lui par le biais de la tension qu'il crée à la surface de l'océan. La formulation de la contrainte de cisaillement de l'écoulement lié au cisaillement par le vent est déduite de la vitesse du vent \vec{u} à 10 m ; elle s'exprime selon l'expression suivante (HELLERMAN et ROSENSTEIN (1983)) :

$$F = C_d \|\vec{u}\| \vec{u} \quad (1.14)$$

où C_d , le coefficient de cisaillement (de l'ordre de $2,5 \cdot 10^{-3}$), ne dépend que de la vitesse du vent à 10 m.

Les champs de pression et de vent à 10 m que nous utilisons dans notre modèle sont issus du Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts). Nous disposons de deux types de forçages ECMWF selon les années de simulations : les premiers sont fournis sur une grille $1/2^\circ \times 1/2^\circ$ à une période de 6h, les seconds sur une grille $1/4^\circ \times 1/4^\circ$ à une période de 3h (cf Chapitre 2.4). Ces champs sont interpolés manière bilinéaire sur le pas de temps du modèle.

1.3.5 Les termes dissipatifs

1.3.5.1 La viscosité turbulente horizontale

Les processus turbulents se développent à des échelles beaucoup plus petites que la taille des éléments du maillage et par conséquent ne sont pas résolus par le modèle. Une paramétrisation est donc mise en place pour en tenir compte, via le terme de viscosité horizontale turbulente dans le modèle ; elle s'exprime par :

$$\vec{D}_{viscosité} = \nu \Delta u \quad (1.15)$$

où ν est le coefficient de viscosité turbulente.

1.3. Modèle numérique

Contrairement à de nombreux modèles, *MOG2D/T-UGOm* utilise un coefficient de viscosité turbulente assez faible ($\approx 100m^2.s^{-1}$), ce qui lui confère un aspect beaucoup plus réaliste.

1.3.5.2 Le frottement par le fond

La dissipation d'énergie par frottement sur le fond joue un rôle prépondérant puisqu'elle est responsable de la majeure partie de la dissipation des ondes de gravité dans les eaux peu profondes. Dans le modèle, la paramétrisation s'effectue en fonction de la vitesse barotrope u de la façon suivante :

$$\vec{D}_{friction} = \frac{C}{H} \|\vec{u}\| \vec{u} \quad (1.16)$$

où C est le coefficient de Chézy, de l'ordre de $2,5 \cdot 10^{-3}$.

1.3.5.3 La dissipation dans la couche de mélange

Le caractère barotrope du modèle ne permet pas de représenter l'énergie dissipée par la déstratification barocline due au cisaillement du vent dans la couche de mélange. Cette perte d'énergie est donc paramétrée dans le modèle :

$$\vec{D}_{couche\ de\ mélange} = \frac{1}{H} \alpha^2 (C_d + \beta^2 C) \|\vec{u}\| \vec{u} \quad (1.17)$$

où α et β sont des coefficients relatifs au cisaillement. β est de l'ordre de 0.1 et, en notant H_m la hauteur de la couche de mélange et $\epsilon = H_m/H$, on obtient $\alpha = 1/((1 - \epsilon)b + \epsilon)$. Dans *MOG2D/T-UGOm*, cette force supplémentaire est appliquée pour les profondeurs supérieures à 1000 m.

1.3.5.4 Le transfert d'énergie par ondes internes

L'interaction entre les courants barotropes et les forts gradients de bathymétrie génèrent de la marée interne. Ce processus est à l'origine de l'essentiel du transfert d'énergie du mode barotrope vers les modes baroclines. Cette perte d'énergie est dissipée de la manière suivante dans le modèle :

$$\vec{D}_{barocline} = -\frac{1}{2} C_{wd} \rho_0 k^{-1} N \left(\vec{\nabla} H \cdot \vec{u}_0 \right) \vec{\nabla} H \quad (1.18)$$

où N est la fréquence de Brunt-Väisälä moyennée sur la profondeur, ρ_0 la densité moyenne du fluide, k le nombre d'onde de l'onde considérée et C_{wd} un coefficient de calage empirique. Cette paramétrisation est appliquée pour les profondeurs supérieures à 200 m. Au-dessous de cette profondeur la dissipation par frottement sur le fond est largement prépondérante, et, de ce fait, suffisante pour représenter correctement la dissipation.

1.3.6 Les conditions aux limites

Sur les frontières fermées la condition d'imperméabilité classique, traduisant l'absence de flux à travers les frontières rigides, est appliquée.

La question des conditions à appliquer aux frontières ouvertes est l'un des points critiques de la modélisation régionale. Certes les élévations de la marée et les effets de la pression sont maintenant bien modélisés par les modèles globaux et l'approximation du baromètre inverse (BI), mais les conditions aux frontières ouvertes ne permettent pas de tenir compte des processus dynamiques engendrés en dehors du domaine et susceptibles de se propager à l'intérieur de celui-ci.

Le modèle *MOG2D/T-UGOm* offre le choix de 2 types de conditions aux frontières ouvertes :

1. *Condition de type Dirichlet*

A la frontière nous imposons au modèle de suivre les élévations (η) dues à la marée et à la pression atmosphérique, soit :

$$\eta_{\text{frontière}} = \eta_{\text{marée}} + \eta_{\text{BI}}. \quad (1.19)$$

2. *Condition caractéristique*

Son avantage principal, par rapport à la condition de type Dirichlet, est de laisser passer les ondes de gravité (LARDNER *et al.* (1986)). Elle s'écrit :

$$(\vec{u} - \vec{u}_0) \cdot \vec{n} + \sqrt{\frac{g}{H}} \cdot (\eta - \eta_0) = 0, \quad (1.20)$$

où η_0 et u_0 sont des valeurs de relaxation pour l'élévation et la vitesse.

Dans le cas de la modélisation de la marée, nous utilisons une combinaison de ces deux conditions car elle est plus efficace et dans le cas du forçage par le vent nous avons appliqué la condition tirée de la méthode des caractéristiques. Pour la modélisation en réponse à la marée, nous utiliserons ainsi les élévations de marée issues de la solution globale FES2004 (LYARD *et al.* (2006)).

Pour la modélisation en réponse aux forçages atmosphériques, nous utiliserons les courants moyens issus du modèle global *MOG2D/T-UGOm* forcé par les vents et la pression atmosphérique (CARRÈRE et LYARD. (2003)) ainsi que des modèles globaux *globalVP_{HR}* et *globalP_{HR}* mis en place dans le cadre de cette thèse (cf partie 1.3.7).

1.3.7 Descriptif des expériences numériques

Dans cette partie, nous décrivons les différentes expériences numériques utilisées dans le cadre de cette thèse. Les différentes configurations exposées nous ont permis de quantifier l'impact de la bathymétrie sur la qualité de la modélisation, les effets de l'action du vent dans la réponse de l'océan aux forçages atmosphériques, l'influence de la résolution des forçages atmosphériques, et l'influence des modèles utilisés pour forcer les vitesses aux frontières ouvertes.

Dans le chapitre 2 du manuscrit nous validerons les sorties du modèle forcé par la marée et le forçage atmosphérique dans notre région d'étude. Le chapitre suivant sera alors consacré à l'étude des simulations validées. Enfin, nous appliquerons les résultats de ces simulations à l'étude des signaux altimétriques dans le dernier chapitre.

Nom	Type	Forçage	bathymétrie	présence de glace	période
$simuM_{GEBCO}$	Régionale	Marée (4 ondes)	GEBCO	non	1 an
$simuM_{GEBCO/KER}$	Régionale	Marée (4 ondes)	GEBCO, modifications sur le plateau Kerguelen	non	1 an
$simuM_{Fricker et al.}$	Régionale	Marée (4 ondes)	GEBCO, modifications sous l'AIS	non	1 an
$simuM_{AIS, HCME=xxxm}$	Régionale	Marée (4 ondes)	GEBCO, 10 HCME différentes sous l'AIS	non	1 an
$simuM_{glace, AIS}$	Régionale	Marée (4 ondes)	GEBCO, HCME=367m	permanente sous l'AIS	1 an
$simuM_{glace, AIS, X\%}$	Régionale	Marée (4 ondes)	GEBCO, HCME=367m	permanente sous l'AIS, X% de glace saisonnière	1 an
$simuM$	Régionale	Marée (13 ondes)	GEBCO, HCME=367m	permanente sous l'AIS	plus d'1 an
$globalP_{HR}$	Globale	Pression, champs à 3h, 1/4°	GEBCO, avec modifications finales	non	2001-2007
$globalVP_{HR}$	Globale	Pression et vent, champs à 3h, 1/4°	GEBCO, avec modifications finales	non	2001-2007
$simuPV_{6h}$	Régionale	Pression et vent, champs à 6h, 1/2°	GEBCO, avec modifications finales	permanente sous l'AIS	2001
$simuPV_{AIS, X\%}$	Régionale	Pression et vent, champs à 3h, 1/4°	GEBCO, avec modifications finales	permanente sous l'AIS, X% de glace saisonnière	2001
$simuP_{3h}$	Régionale	Pression, champs à 3h, 1/4°	GEBCO, avec modifications finales	permanente sous l'AIS	2001-2007
$simuPV_{3h}$	Régionale	Pression et vent, champs à 3h, 1/4°	GEBCO, avec modifications finales	permanente sous l'AIS	2001-2007

TAB. 1.1 – Expériences numériques réalisées dans le cadre de la thèse et présentées dans le manuscrit. HCME est la hauteur de colonne d'eau moyenne sous l'AIS. La bathymétrie finale contient les modifications autour des îles Kerguelen et sous l'AIS (HCME=367m).

1.4 Le signal altimétrique

C'est en 1973, avec le lancement du satellite SKYLAB par la NASA, que commence l'aventure de l'altimétrie satellitaire dédiée à l'observation globale des océans. La décennie suivante verra le lancement des satellites GEOS-3, Seasat et Geosat par les Etats-Unis. En 1991, l'Europe, par le biais de l'Agence Spatiale Européenne (ESA), lance son premier satellite, ERS-1, qui couvre la globalité des océans, incluant l'océan Austral et une grande partie du continent Antarctique. Il sera succédé par les satellites ERS-2 et ENVISAT. Cette période verra également le lancement du satellite américain GFO (1998) et de trois satellites issus de la collaboration entre la France (CNES) et les Etats-Unis (NASA) : TOPEX/POSEIDON (1992), JASON-1 (2001) et JASON-2 (2008).

1.4.1 Principe de la mesure altimétrique

Un altimètre est un radar à visée verticale qui émet une onde électromagnétique et analyse l'écho reçu après réflexion sur la surface à étudier (océan, surface terrestre...). La distance R séparant la cible observée de l'altimètre est déduite du temps t mis par l'onde pour faire le trajet aller-retour et de la vitesse de propagation de l'onde dans le vide c (Fig. 1.8). Si le concept de mesure altimétrique semble simple, son application s'avère beaucoup plus complexe.

Tout d'abord la mesure de distance entre le satellite et la surface observée n'est pas directement exploitable. Pour accéder à cette mesure il est nécessaire de référencer la position en latitude et longitude du satellite et son altitude S . La mesure de l'orbite du satellite par rapport à ce référentiel peut être connue de manière très précise grâce à des systèmes de positionnement comme le système français DORIS (Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite), ou encore les systèmes GPS (Global Positioning System) et SLR (Satellite Laser Ranging). Le système d'orbitographie DORIS, d'une précision centimétrique, est installé sur la plupart des satellites altimétriques actuels. Il s'appuie sur un réseau de 60 balises réparties sur la surface du globe et fonctionne par mesure de l'effet Doppler lié au déplacement du satellite sur son orbite. Connaissant ainsi l'altitude S du satellite par rapport à son référentiel et la distance R du satellite par rapport à la surface observée, nous en déduisons la hauteur $h = S - R$.

Ensuite, la mesure de h doit être corrigée du retard subi lors de la propagation de l'onde dans les différentes couches atmosphériques. La distance altimétrique est alors ajustée en appliquant les différentes corrections environnementales.

1. **La correction de troposphère sèche** est la plus importante de ces corrections ($2,26 \pm 0,05$ m). Elle est causée par les gaz secs contenus dans l'atmosphère qui modifient l'indice de réfraction atmosphérique et ralentissent ainsi la propagation de l'onde électromagnétique.
2. **La correction de troposphère humide** est liée à la présence d'humidité dans l'atmosphère qui ralentit l'onde radar. Cet effet peut provoquer des erreurs allant jusqu'à 40 cm dans les régions les plus humides. Il est corrigé à partir des mesures du radiomètre micro-ondes embarqué à bord du satellite.
3. **La correction ionosphérique** traduit la perturbation de la propagation de l'onde radar par le contenu en électrons libres de la couche ionosphérique.

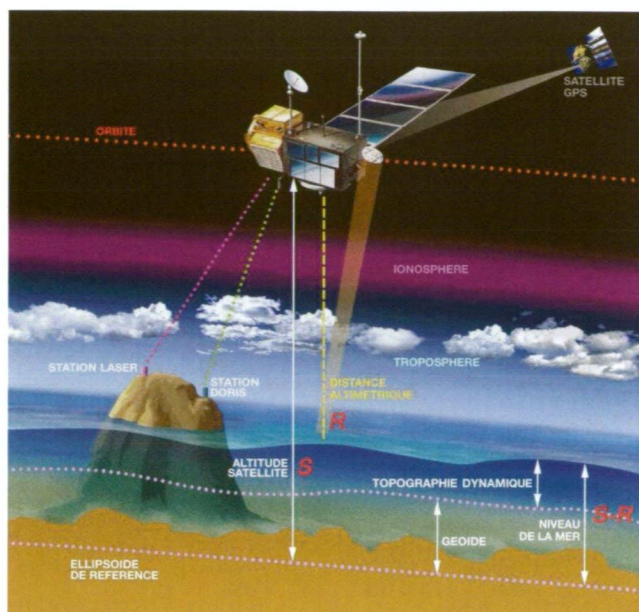


FIG. 1.8 – Principe de fonctionnement de l’altimétrie (source : www.cnes.fr).

La surface topographique h ainsi calculée est la résultante de la topographie dynamique et d’un relief, le géoïde, qui correspond à la surface qu’aurait la mer en l’absence de toute perturbation dynamique (vents, marées, courants...). Pour extraire la topographie dynamique il faut donc soustraire le géoïde terrestre à la hauteur h mesurée par l’altimètre. Les modèles de géoïde actuels (LEMOINE *et al.* (1998)) sont encore trop imprécis pour être utilisés pour des applications océanographiques aux échelles de l’ordre de la centaine de km . L’alternative consiste à moyenner la hauteur h corrigée de la marée et de la réponse haute fréquence aux forçages météorologiques et d’ôter le niveau moyen obtenu à la mesure de h . Cette hauteur de surface moyenne peut aussi être calculée en combinant les mesures altimétriques avec une méthode d’inversion de données hydrographiques (GANACHAUD *et al.* (1997)), ou encore avec des données climatologiques et un modèle de géoïde (RIO et HERNANDEZ (2004)).

Après réflexion sur la surface observée, une partie seulement du signal émis est retourné vers l’antenne du satellite. L’évolution de la puissance reçue par le radar en fonction du temps d’observation, encore appelée *forme d’onde* (Fig 1.9), dépend alors fortement de l’état de cette surface. Dans le cas de l’océan, la surface n’est pas parfaitement plate mais plutôt constituée de multiples facettes qui rendent les formes d’ondes obtenues plus complexes (CHELTON *et al.* (1993)). Celles-ci sont alors moyennées et sont ensuite ajustées par le modèle théorique de BROWN (1977) pour pouvoir accéder aux grandeurs géophysiques (caractéristiques du front de montée, coefficient de rétrodiffusion). De plus leur répartition n’est pas uniforme : le creux des vagues renvoie plus de puissance que les crêtes (GASPARD *et al.* (1994)) et l’altimètre mesure alors une distance plus grande que la réalité. On applique donc une correction dite de biais d’état de mer qui est calculée à partir de la hauteur des vagues mesurée. Pour l’étude des surfaces neigeuses, la mesure d’altitude doit également être corrigée des effets perturbateurs de la surface observée (cf Section 1.4.3).

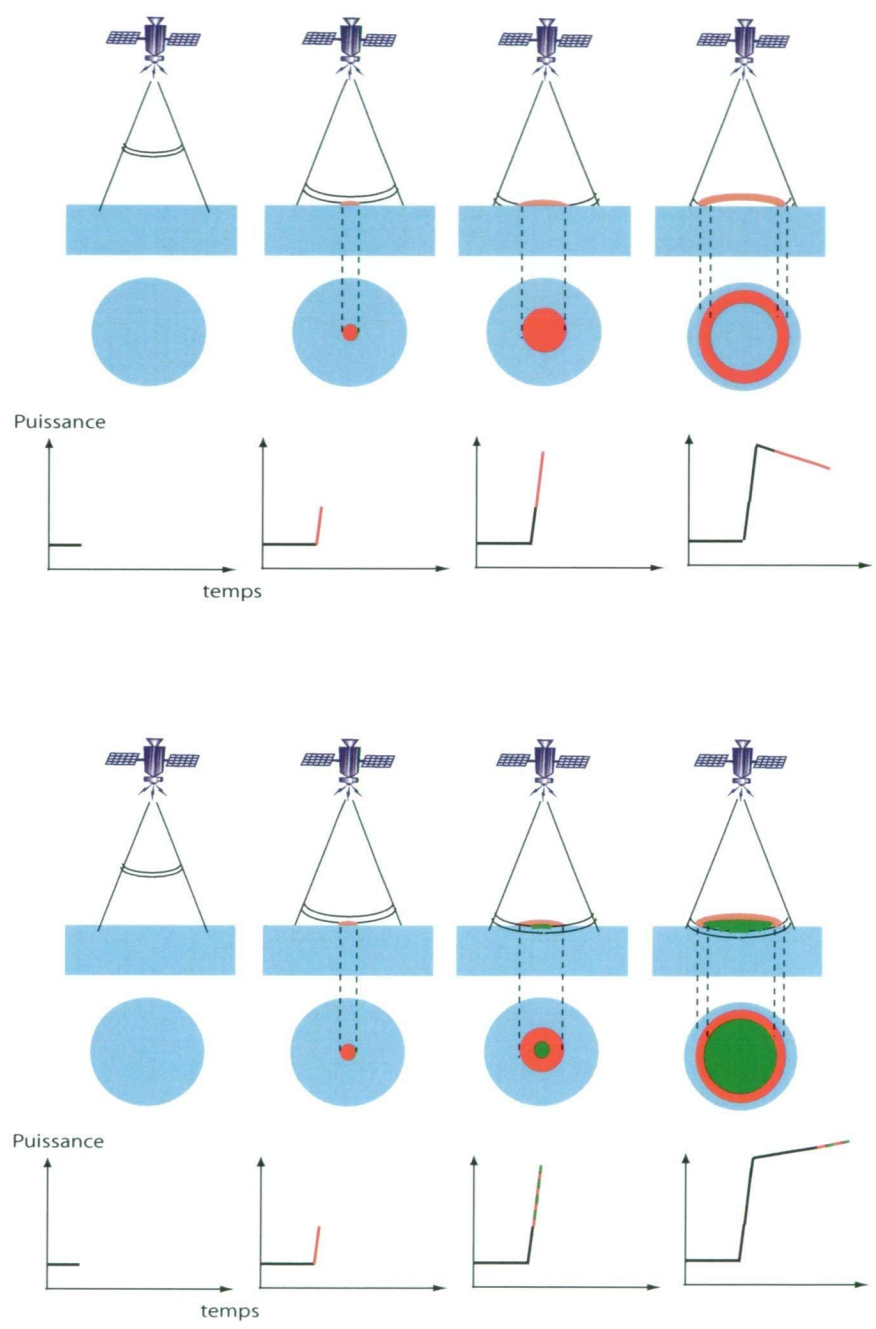


FIG. 1.9 – En haut : cas idéal d’une forme d’onde dans un milieu non pénétrant (océan). Le radar émet des impulsions micro-ondes. La surface éclairée (en rouge), un disque, s’élargit et la puissance augmente : c’est le front de montée. Le disque devient un anneau ; la puissance renvoyée par la surface est plus faible à des angles d’incidence plus grands : il y a décroissance de la puissance dans la forme d’onde. En bas : cas d’un milieu pénétrant (exemple : manteau neigeux). Les échos de subsurface (en vert) viennent s’ajouter aux échos de surface, augmentant ainsi la puissance renvoyée. Figure issue de LACROIX (2007).

1.4. Le signal altimétrique

Initialement l'altimétrie radar était dédiée à l'étude des processus grande échelle et méso échelle dans l'océan hauturier. Cependant, dans le milieu des années 1990, de multiples investigations ont montré qu'il était également possible d'utiliser les données altimétriques pour des applications en région côtière, sur les eaux continentales ou encore sur les glaces continentales. Dans le chapitre 4 nous appliquerons le principe de l'altimétrie aux régions côtières et à l'étude de la plate-forme de glace d'Amery. Ces applications nécessitent des méthodes de traitement adaptées que nous décrivons ici.

1.4.2 L'altimétrie dans les régions côtières : *X-track*

Les observations altimétriques sont encore peu utilisées en zone côtière car leur exploitation y est limitée à cause des caractéristiques propres de l'océan côtier d'une part et des performances des instruments embarqués sur les satellites d'autre part. Tout d'abord, lorsque l'altimètre défile du continent peu réfléchissant vers l'océan très réfléchissant, la puissance de l'écho océanique est trop importante pour être enregistrée par la fenêtre qui est calibrée pour une mesure de surface continentale. Dans ce cas on dit que l'altimètre décroche et ce phénomène s'accompagne d'une perte de données près des côtes. La présence de terres dans la tâche au sol de l'altimètre est une autre difficulté dans l'observation des régions côtières. En effet, lorsque la surface illuminée comprend à la fois des surfaces marines et continentales, la forme d'onde enregistrée devient suffisamment complexe pour ne pas pouvoir être analysée par les algorithmes de retracking traditionnels. Par ailleurs, en zone côtière, la correction de troposphère humide est dégradée car, comme pour l'altimètre, la tâche au sol du radiomètre est perturbée par la présence de terres. Cette correction est donc peu fiable près de la côte. Enfin, en région côtière, les modèles utilisés pour la correction haute fréquence de la réponse de l'océan aux forçages atmosphériques et à la marée ont une résolution insuffisante et ne permettent pas de corriger précisément de ces effets.

Pour calculer les anomalies d'élévation de surface de l'océan en région côtière nous avons utilisée la chaîne de traitement de données altimétriques *X-track* (ROBLOU *et al.* (2006)) développée conjointement par les équipes de Noveltis et du Centre Topographique des Océans et de l'Hydrosphère (CTOH) et spécialement dédiée aux applications côtières. Par ailleurs cette chaîne de traitement utilise une méthode originale d'interpolation des corrections qui permet de reconstruire les données considérées comme mauvaises et utilise également un masque précis permettant de discriminer la terre de l'océan. Ces deux critères permettent de garder les données qui sont généralement éliminées au travers de contrôle inadaptées. Les modèles de marée globale FES2002 et FES2004 ainsi que les élévations du modèle *MOG2D/T-UGOm* global en réponse au forçage météorologique (CARRÈRE et LYARD. (2003)) sont utilisés pour corriger la réponse de l'océan aux forçages haute fréquence. Cette dernière correction permet de tenir compte des effets dynamiques liés au vent et de la pression atmosphérique contrairement à la loi statique du baromètre inverse. Par ailleurs, lorsqu'ils existent, les modèles régionaux sont utilisés en réponse à ces forçages. La chaîne de traitement utilise alors ces corrections qui sont de meilleure qualité dans les zones côtières et de plateau. Enfin la chaîne calcule un géoïde local (MSS) consistant avec le jeu de données altimétriques ainsi construit. L'emploi conjoint de ces traitements permet d'obtenir une quantité et une qualité accrue des données altimétriques dans les régions côtières.

1.4.3 L'altimétrie sur les plates-formes de glace

L'altimétrie appliquée à l'étude des calottes polaires a elle aussi ses spécificités. Contrairement aux océans, le manteau neigeux recouvrant les régions polaires est un milieu pénétrant. Ainsi la bi-fréquence de l'altimètre ne peut plus être utilisée pour estimer le contenu en électrons libres de l'ionosphère. Cette correction est alors issue de modèles, mais ceux-ci manquent encore de précision. La mesure radiométrique du satellite ne peut pas non plus être utilisée sur de telles surfaces : elle est aussi remplacée par des sorties de modèle, moins précises. De plus, tout comme pour l'étude des océans, les données altimétriques doivent être corrigées de la topographie locale. Cela est d'autant plus nécessaire que les variations de topographie *across track* à grandes et petites échelles spatiales peuvent être très importantes sur les calottes polaires. La chaîne de traitement utilisée (LEGRÉSY *et al.* (2006)) calcule les fonctions géographiques de la hauteur h mesurée pour s'affranchir de cet effet. Elle calcule également les fonctions géographiques des paramètres de forme d'onde (le coefficient de rétrodiffusion B_s , la largeur du front de montée LeW et la pente du flan TeS) pour tenir compte des effets locaux de pénétration de la mesure altimétrique dans le manteau neigeux (Fig. 1.10). Enfin la chaîne utilisée s'appuie sur une méthode d'analyse des données le long de la trace, et non au point de croisement comme cela est généralement fait. En effet, LEGRÉSY *et al.* (1999) ont montré que l'orientation des sastruggis² par rapport à la trace du satellite influe sur les hauteurs mesurées par les traces ascendantes et descendantes. Le traitement le long de la trace permet donc contourner cette complication.

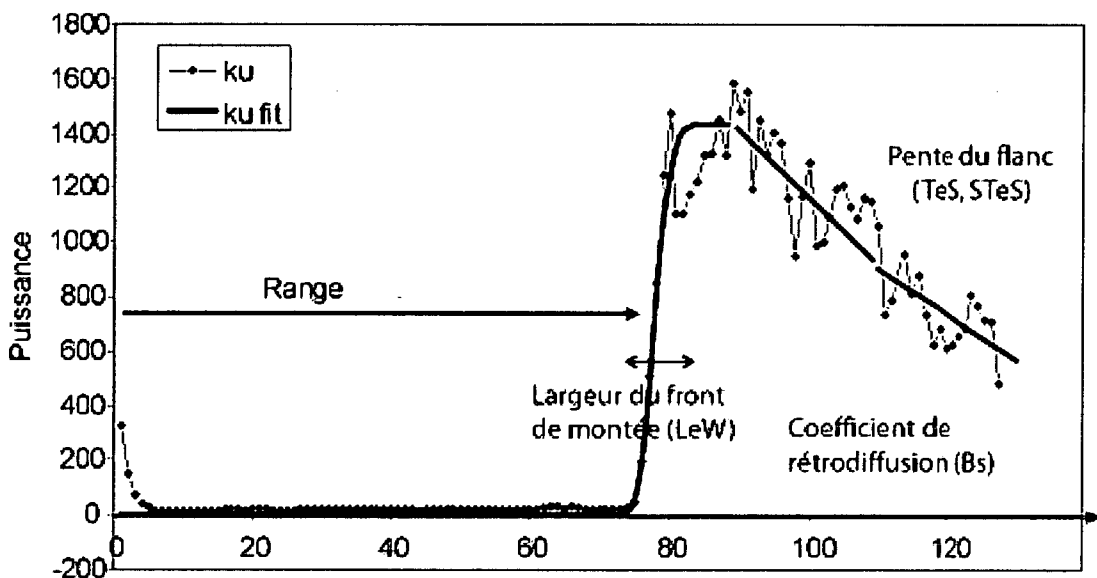


FIG. 1.10 – Forme d'onde et paramètre de retracking. La forme d'onde issue de l'altimètre (courbe bleue) est retraitée (courbe noire) afin de calculer les différents paramètres de la forme d'onde. Figure issue de LACROIX (2007).

²Les sastruggis sont des oscillations irrégulières formées à la surface de la neige par l'érosion éoliennes et les dépôts de neige.

Toutes ces corrections permettent d'accroître la précision des mesures de hauteur sur les calottes polaires. Cependant dans le cadre de l'observation des plates-formes de glace par altimétrie satellitaire, les hauteurs doivent également être corrigée d'un modèle précis de marée (cf Chap 2.2, 2.3 et 4.2), ou encore de l'écoulement des glaces flottantes (cf Chap 4.2) qui est assez important dans ces régions.

1.5 Conclusions partielles

Malgré la mise en place du projet ARGO, l'océan Austral reste aujourd'hui l'océan le plus pauvre en observations *in situ*. Pour étudier sa dynamique haute fréquence, la modélisation est donc un outil précieux. Plusieurs modèles circum-Antarctique ont déjà permis de mieux comprendre les variations haute fréquence de l'océan Austral en réponse aux vents et à la pression atmosphérique (VIVIER *et al.* (2005), OLBERS et LETTMANN (2007)). Cependant, pour mieux caractériser les interactions de cet océan avec les structures bathymétriques qui contrôlent sa circulation (le plateau Kerguelen, le plateau Campbell, ou encore le passage de Drake), une modélisation plus fine est nécessaire. Un des objectifs de cette thèse est de mieux comprendre l'impact du plateau Kerguelen sur la dynamique haute fréquence de l'océan Indien Austral en réponse à la marée d'une part et aux forçages atmosphériques d'autre part.

Dans ce chapitre nous avons également mis en évidence les difficultés rencontrées par l'altimétrie en région côtière, sur les forts gradients bathymétriques, et sur les plates-formes de glace. Ces difficultés sont notamment liées au manque de précision des solutions globales de la dynamique haute fréquence dans ces régions ; la mise en place de modèles régionaux permet d'améliorer ces solutions. L'autre objectif de cette thèse sera d'utiliser les simulations régionales de marée et de réponse de l'océan aux forçages atmosphériques pour mieux étudier et corriger les signaux altimétriques autour des îles Kerguelen, Crozet Saint-Paul et Amsterdam, sur le talus du plateau Kerguelen et sur la plate-forme de glace d'Amery.

Chapitre 2

Modélisation barotrope

Sommaire

2.1	Objectifs	50
2.2	Données disponibles pour la validation du modèle	50
2.2.1	Données du niveau de la mer	50
2.2.2	Données de courant	53
2.2.3	Analyse des données pour la marée	54
2.3	Bathymétrie de la région modélisée	58
2.3.1	Plateau des Kerguelen	58
2.3.2	Plate-forme de glace d'Amery	59
2.3.3	Conclusion	62
2.4	Validation du modèle sur le signal de marée	63
2.4.1	Validation sur le signal d'élévation	64
2.4.2	Comparaisons avec les courants <i>in situ</i>	68
2.4.3	Comparaisons avec les principaux modèles de marée	71
2.4.4	Conclusion	75
2.5	Validation de la simulation en réponse au vent et à la pression atmosphérique	76
2.5.1	Influence des différents forçages	76
2.5.2	Comparaisons avec les courants <i>in situ</i>	79
2.5.3	Comparaisons avec les modèles globaux et l'approximation du baromètre inverse	81
2.5.4	Apport du modèle régional sur la résolution de la dynamique	84
2.5.5	Conclusion	85

2.1 Objectifs

Dans le chapitre précédent nous avons décrit le modèle barotrope *MOG2D/T-UGOm* utilisé pour la mise en place de modèles régionaux (en réponse au forçage par la marée et aux forçages atmosphériques) que nous allons maintenant valider. Dans cette partie nous présentons d'abord les données qui vont nous permettre de valider les modélisations régionales. Il s'agit d'observations d'élévation *in situ* ou satellitaires et de données de courants *in situ*. Nous décrivons les différents processus qui nous permettront d'analyser les données et de les confronter avec les modèles régionaux de marée et de réponse aux forçages atmosphériques. Ensuite, nous redéfinissons la bathymétrie en région côtière et sous la plate-forme de glace d'Amery, les incertitudes sur la bathymétrie étant une des sources principales d'erreur dans la modélisation océanique (MOURRE (2004)). Enfin, dans la seconde moitié de ce chapitre nous décrivons la mise en place de la modélisation de la dynamique océanique haute fréquence, la configuration des modèles, leur validation, et leur apport par rapport aux solutions de modèle existantes.

2.2 Données disponibles pour la validation du modèle

Dans cette section nous présentons l'ensemble des données collectées pour la validation du modèle dans la région d'étude. Ces données sont de natures diverses : il s'agit de données *in situ* et satellitaires d'élévation de surface et de données *in situ* de courant. Nous présentons ensuite les techniques utilisées pour analyser ces données afin de pouvoir les confronter avec les sorties du modèle tout en mettant en évidence les difficultés liées à l'application de ces techniques.

2.2.1 Données du niveau de la mer

Les données d'élévation du niveau de la mer peuvent être utilisées pour valider le modèle forcé par la marée d'une part et par le forçage atmosphérique d'autre part. La marée océanique étant un phénomène ondulatoire périodique des masses d'eau, elle peut être considérée comme la somme de signaux élémentaires strictement périodiques appelés composantes harmoniques. Ainsi, pour confronter les résultats du modèle aux observations de marée il suffit d'effectuer une décomposition des deux signaux d'élévation afin d'en obtenir les caractéristiques (amplitude et phase) pour chaque onde de marée et de comparer les constituants issus du modèle et des observations. Et pour comparer les élévations du modèle dues au seul forçage atmosphérique aux observations, le signal dû à la marée doit être soustrait à l'élévation totale du niveau de la mer à l'aide d'une prédiction de marée.

2.2.1.1 Données altimétriques

Pour comparer le modèle avec les mesures altimétriques nous avons utilisé les données du satellite Topex-Poséidon extraites le long de la trace avec l'outil *X-track* (ROBLOU *et al.* (2006)). Ces données ont été interpolées aux points de croisement (Fig. 2.1.a). Ainsi leur résolution spatiale est évidemment plus faible, bien que suffisante pour les comparaisons avec les sorties du modèles, mais le nombre de mesure en un même point

est doublé, ce qui permet d'effectuer une analyse harmonique avec suffisamment de point d'observation. Par ailleurs tous les points situés au Sud de $60^{\circ}S$ ont été éliminés du jeu de données altimétrique car la qualité des données pouvait avoir été dégradée par la présence de glace saisonnière au delà de ces latitudes.

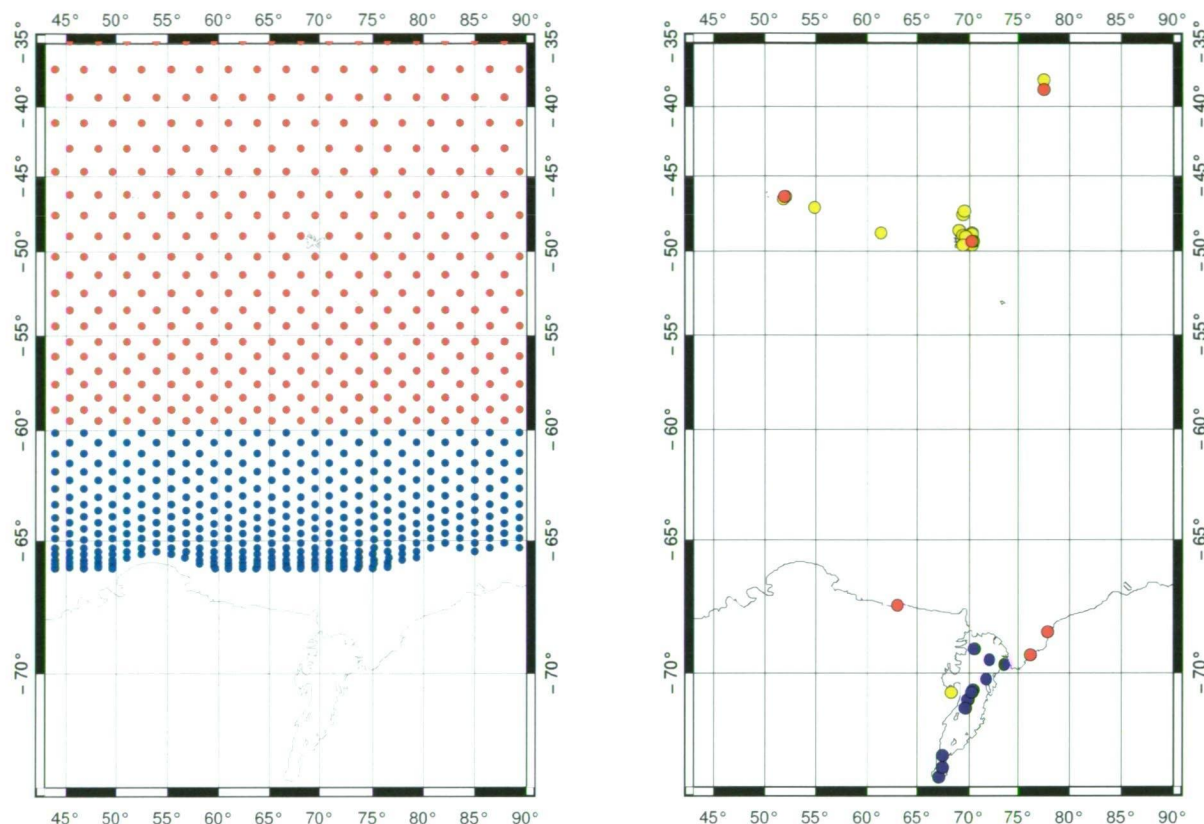


FIG. 2.1 – A gauche (a) : points de croisement du satellite Topex-Poséidon. Seuls les points situés au Nord de $60^{\circ}S$ (en rouge) sont utilisés pour la validation. A droite (b) : données *in situ* du niveau de la mer (en rouge les marégraphes côtiers, en jaune les marégraphes pélagiques ou mouillages, et en bleu les GPS). La localisation exacte des données *in situ* est précisée dans le tableau 2.1

2.2.1.2 Données *in situ*

L'océan Austral, parce qu'il est difficile d'accès du fait de son isolement et de ses conditions climatiques, comporte assez peu de données *in situ* du niveau de la mer. Par ailleurs ces données sont réparties de manières inégales autour du continent Antarctique et des quelques rares îles qui l'entourent. Les différentes données *in situ* collectées dans notre région d'étude (Fig. 2.1.b) sont répertoriées dans le tableau 2.1. Parmi celles-ci nous comptons trois marégraphes côtiers permanents du réseau ROSAME¹ (Réseau d'Observation Subantarctique et Antarctique du niveau de la MER) autour des Terres Australes et Antarctiques Françaises (TAAF) et trois autres le long de la côte antarctique provenant de l'Australian Antarctic Data Centre² et de la République de Chine. Nous

¹ROSAME (<http://www.legos.obs-mip.fr/observations/rosame>)

²AADC (<http://data.aad.gov.au>)

2.2. Données disponibles pour la validation du modèle

disposons également d'un nombre important de mouillages dans la partie Nord de la région d'étude, en particulier autour des îles Kerguelen où le Service Hydrodynamique et Océanographique de la Marine³ a réalisé des mesures de marée, et dans les eaux profondes situées entre les îles Kerguelen et Crozet (Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la MER⁴). Enfin en ce qui concerne la plate-forme de glace d'Amery nous disposons d'un mouillage situé à Beaver Lake et de quelques mesures GPS issus de campagnes effectuées sur l'AIS.

Site	Position		Durée (jours)	Provenance	Instrument
	Latitude	Longitude			
Kerguelen	49° 21S	70° 13E	>365	ROSAME	marégraphe côtier
Saint-Paul	38° 43S	77° 32E	>365	ROSAME	marégraphe côtier
Crozet	46° 25S	51° 52E	>365	ROSAME	marégraphe côtier
Kerguelen 1986	48° 52S	70° 10E	292	ROSAME	mouillage
Kerguelen 1987	48° 58S	70° 10E	365	ROSAME	mouillage
Kerguelen 1988	48° 58S	70° 10E	363	ROSAME	mouillage
Kerguelen 1991	48° 52S	70° 11E	350	ROSAME	mouillage
Kerguelen 1993	47° 40S	69° 22E	>365	ROSAME	mouillage
Kerguelen 1995	47° 40S	69° 27E	>365	ROSAME	mouillage
Amsterdam 1986	37° 53S	77° 35E	277	ROSAME	mouillage
Amsterdam 1987	37° 53S	77° 35E	362	ROSAME	mouillage
Amsterdam 1988	37° 53S	77° 35E	362	ROSAME	mouillage
Amsterdam 1991	37° 54S	77° 34E	265	ROSAME	mouillage
Amsterdam 1992	37° 54S	77° 35E	>365	ROSAME	mouillage
Amsterdam 1993	37° 54S	77° 35E	>365	ROSAME	mouillage
Amsterdam 1994	37° 54S	77° 35E	>365	ROSAME	mouillage
Amsterdam 1996	37° 54S	77° 35E	>365	ROSAME	mouillage
Amsterdam 1997	37° 54S	77° 35E	330	ROSAME	mouillage
Amsterdam 1999	37° 54S	77° 34E	340	ROSAME	mouillage
Amsterdam 2000	37° 54S	77° 35E	>365	ROSAME	mouillage
Amsterdam 2003	37° 54S	77° 35E	341	ROSAME	mouillage
Amsterdam 2004	37° 54S	77° 33E	>365	ROSAME	mouillage
Crozet 1993	46° 24S	51° 57E	>365	ROSAME	mouillage
Crozet 1994	46° 24S	51° 57E	>365	ROSAME	mouillage
Crozet 1997	46° 25S	51° 57E	314	ROSAME	mouillage
Crozet 1999	46° 33S	51° 47E	312	ROSAME	mouillage
Crozet 2000	46° 33S	51° 47E	>365	ROSAME	mouillage
Crozet 2002	46° 33S	51° 47E	>365	ROSAME	mouillage
Kerguelen BPR	48° 50S	61° 17E	>365	IFREMER	mouillage
Crozet BPR	47° 7S	54° 54E	>365	IFREMER	mouillage

TAB. 2.1 – Sites d'observation du niveau de la mer dans la région d'étude.

³SHOM (<http://www.shom.fr>)
⁴IFREMER (<http://www.ifremer.fr>)

Site	Position		Durée (jours)	Provenance	Instrument
	Latitude	Longitude			
Baie Oiseau	48° 41S	69° 2E	33	SHOM	mouillage
Port Mary	48° 59S	69° 22E	23	SHOM	mouillage
Baie Greenland	49° 38S	70° 12E	29	SHOM	mouillage
Baie Norvégienne	49° 22S	70° 21E	>365	SHOM	mouillage
Baie Hopeful	49° 5S	69° 37E	52	SHOM	mouillage
Baie Larose	49° 35S	69° 18E	93	SHOM	mouillage
Armor	49° 28S	69° 44E	43	ROSAME	mouillage
L'Observatoire	49° 25S	69° 53E	40	ROSAME	mouillage
Mayes	49° 29S	69° 57E	43	ROSAME	mouillage
Port Fleuriais	49° 07S	69° 22E	26	ROSAME	mouillage
Saint Malo	49° 20S	69° 49E	43	ROSAME	mouillage
Davis	68° 34S	77° 58E	>365	AADC	marégraphe côtier
Mawson	67° 36S	62° 52E	>365	AADC	marégraphe côtier
Zhongshan	69° 23S	76° 22E	>365	Chine	marégraphe côtier
Beaver Lake	70° 48S	68° 9E	39	AADC	mouillage
HWDT	69° 43S	73° 35E	26	AADC	GPS
CAMP	70° 53S	69° 52E	10	AADC	GPS
TS01	69° 34S	71° 58E	48	AADC	GPS
TS03	69° 11S	70° 23E	68	AADC	GPS
TS04	69° 13S	71° 35E	65	AADC	GPS
TS05	73° 15S	67° 4E	83	AADC	GPS
TS06	73° 24S	67° 41E	18	AADC	GPS
V3	72° 37S	67° 34E	3	AADC	GPS
V5	72° 59S	67° 29E	4	AADC	GPS

TAB. 2.1 - Sites d'observation du niveau de la mer dans la région d'étude (suite).

2.2.2 Données de courant

Les données de courant étant rares dans le Sud de l'Océan Indien, chacune apporte une information précieuse. Nous avons collecté 25 séries de données de courant réparties sur 9 sites différents au niveau du front de l'AIS (Fig. 2.2.a, ROSENBERG *et al.* (2002)). Les instruments de mesures ont été déployés pour une durée d'un an à partir de février 2001 dans le cadre du projet AMISOR (AMery Ice Shelf Ocean Research) qui vise à quantifier les interactions entre l'océan et l'AIS et à déterminer l'implication de cette interaction dans le bilan de masse de la plate-forme de glace et dans la modification des masses d'eau. Les mouillages sont tous situés sur le plateau continental antarctique et sept d'entre eux ont été placés à une très faible distance du front (~ 5.5 km). Pour effectuer les comparaisons entre le modèle barotrope et les données de courant dispersées le long de la colonne d'eau nous avons donc effectué, pour chaque site d'observation, des moyennes verticales de toutes les cellules ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler).

2.2. Données disponibles pour la validation du modèle

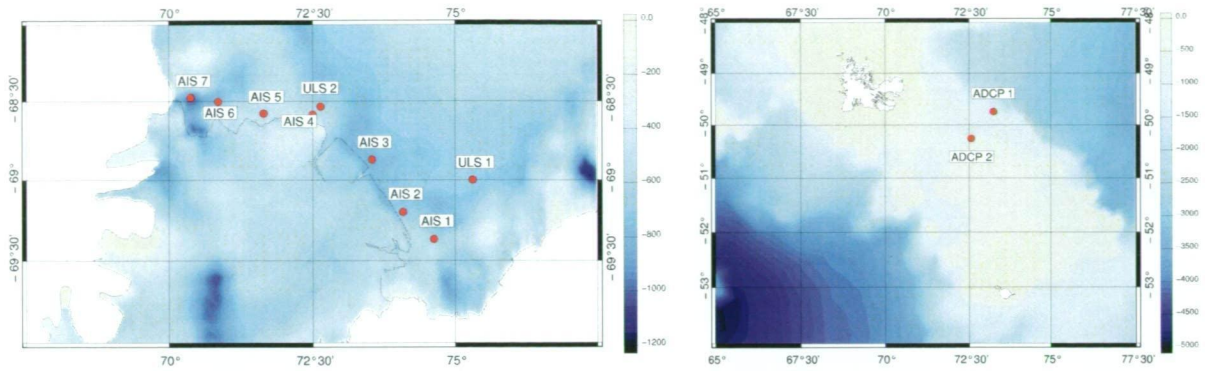


FIG. 2.2 – Sites de déploiement de courantomètres dans le cadre des projets : AMISOR ((a), à gauche) et KEOPS ((b), à droite). En fond de carte : bathymétrie en mètres.

Nous disposons également des mesures de courants de deux ADCP déployées dans la partie Nord du plateau Kerguelen dans le cadre du projet KEOPS (Kerguelen Plateau and Ocean comPared Study) : à $49^{\circ}44.52S/73^{\circ}12.16E$ sur le talus et à $50^{\circ}15.44S/72^{\circ}34.11E$ sur le plateau (Fig. 2.2.b). Chacun des instruments a effectué des enregistrements d'une durée d'un an pour chacune de ses 46 cellules situées le long de la colonne d'eau.

Pour effectuer une comparaison cohérente entre le modèle et les observations nous avons moyenné les données de toutes les cellules de la colonne d'eau en excluant celles situées dans la couche d'Ekman. La profondeur de la couche d'Ekman a été définie à l'aide du profil des courants moyens le long de la colonne d'eau. Pour chacune des séries de données moyennées de courant nous avons alors effectué une analyse harmonique des composantes méridiennes et zonales du vecteur vitesse afin d'obtenir les constantes harmoniques de chaque onde de marée.

2.2.3 Analyse des données pour la marée

2.2.3.1 Analyse harmonique

Les sorties du modèle ne peuvent pas être directement comparées aux observations de marée. Il nous faut effectuer au préalable une analyse harmonique des données qui permet de déterminer les coefficients d'amplitude et de phase de chaque onde de marée aux endroits où l'on dispose de données.

Partant du principe de périodicité du phénomène de marée, il nous est possible de décomposer l'élévation de surface due à la marée en une somme de composantes périodiques dont la fréquence est parfaitement connue, et ainsi de connaître les caractéristiques d'amplitude et de phase de chaque onde de marée.

L'élévation de surface $h_{\text{Marée}}$ en un point $P = (\lambda, \phi)$ et au temps t , peut donc s'écrire sous la forme (PUGH (1987), pages 98-108) :

$$h_{\text{Marée}}(P, t) = \sum_k f_k(t) A_k(P) \cos \left(\omega_k(t - t_0) - G_k(P) + (V_k^0 + u_k(t)) \right), \quad (2.1)$$

où A_k et G_k sont respectivement l'amplitude et le retard de phase pour chaque composante k du spectre considéré, les termes $f_k(t)$ et $u_k(t)$ sont les facteurs de correction

nodale en amplitude et en phase, ω_k est la pulsation de l'onde et $\omega_k(t-t_0) + V_k^0$ détermine la phase au temps t , et $V_k^0 = V_k(t_0)$.

En décomposant le cosinus et en notant $V'_k(t) = V_k(t) + u_k(t)$, nous obtenons donc :

$$h_{Marée} = \sum_k f_k(t) A_k(P) \left(\cos(G_k(P)) \cos(V'_k(t)) + \sin(G_k(P)) \sin(V'_k(t)) \right) \quad (2.2)$$

$$= \sum_k f_k(t) \left(x_k(P) \cos(V'_k(t)) + y_k(P) \sin(V'_k(t)) \right), \quad (2.3)$$

avec : $x_k(\lambda, \phi) = A_k(\lambda, \phi) \cos(G_k(\lambda, \phi)),$
 $y_k(\lambda, \phi) = A_k(\lambda, \phi) \sin(G_k(\lambda, \phi)).$

L'analyse harmonique est un algorithme aux moindres carrés qui minimise le résidu de la différence entre les observations et une prédiction optimale de la marée [GODIN (1972), FOREMAN et NEUFELD (1991)]. Cela revient à minimiser la fonction :

$$J = \sum_{n=1}^{nmes} \left(h(t) - h_{Maree}(t_n) \right)^2. \quad (2.4)$$

L'analyse harmonique est une méthode particulièrement bien adaptée aux séries de données marégraphiques, car à la différence de la transformée de Fourier, elle résout le système avec un jeu de fréquences parfaitement connues. L'analyse harmonique possède également l'avantage de permettre le calcul des composantes de marée avec une série temporelle creuse (données manquantes) ou irrégulièrement échantillonnée. L'utilisation de l'analyse harmonique est toutefois limitée par la longueur de la série temporelle et par l'échantillonnage de cette série.

2.2.3.2 Critère de Rayleigh

Le nombre de constituants pouvant être analysés dépend de la longueur de la série temporelle, nombre de constituants ayant des périodes très similaires. Afin de pouvoir séparer les composantes analysées, il est nécessaire que la série temporelle respecte le critère de Rayleigh (PARKE *et al.* (1987), PONCHAUT (1998)). Ce critère traduit le fait que, pour séparer deux ondes de fréquence f_1 et f_2 , la période d'enregistrement τ_e doit vérifier :

$$\tau_e \geq \left| \frac{1}{f_1 - f_2} \right| \quad (2.5)$$

Nous représentons dans le tableau 2.2 la période minimale d'enregistrement requise afin de séparer chacune des 8 ondes principales de marée.

2.2. Données disponibles pour la validation du modèle

	S2	N2	K2	K1	O1	P1	Q1
M2	14.78	27.29	14.09	1.07	0.99	1.06	0.96
S2	-	9.59	299.50	1.00	0.93	0.99	0.93
N2	-	-	9.29	1.12	1.03	1.11	0.99
K2	-	-	-	0.99	0.93	0.99	0.90
K1	-	-	-	-	13.62	171.42	9.11
O1	-	-	-	-	-	14.79	27.53
P1	-	-	-	-	-	-	9.62

TAB. 2.2 – Période de séparation des principales ondes de marée (en jours).

Ainsi, pour séparer les harmoniques M_2 et K_1 , il faut disposer de 24 heures de données, alors que pour séparer M_2 et S_2 il faut avoir 15 jours données. Dans le tableau 2.1, on remarque par exemple que certaines séries temporelles de mesures GPS sont de longueur inférieur à 15 jours. Pour ces données, il n'est donc pas possible de séparer les ondes principales M_2 et S_2 , ou encore K_1 et O_1 . Pour analyser ces séries, on utilise la méthode des réponses décrite ci-dessous.

2.2.3.3 Analyse par la méthode des réponses

Cette méthode, développée par MUNK et CARTWRIGHT (1966), s'appuie sur l'hypothèse que la réponse de l'océan aux forces gravitationnelles peut être déterminée de manière précise grâce à une relation, appelée relation d'admittance, qui relie le potentiel de marée à la marée observée en certains points, et plus précisément au spectre de ces principaux constituants. On suppose pour cela que l'admittance varie peu en fonction de la fréquence pour une série donnée. Ainsi, l'admittance des principaux constituants, ou ondes porteuses, peut être utilisée pour déterminer la réponse à des fréquences voisines (constituants secondaires). L'avantage de cette méthode est qu'elle peut s'appliquer à des séries temporelles de courte durée, elle a donc été préférée à la méthode d'analyse harmonique pour calculer les constantes de marée pour les données GPS. Cependant, cette méthode ne peut s'appliquer que dans le cas d'ondes d'origine astronomique. Par ailleurs, dans le cas de série de données trop courtes pour permettre une séparation convenable du spectre, les problèmes de séparation peuvent engendrer des erreurs importantes sur les constantes des ondes porteuses et une grande incertitude en découle alors sur les ondes déduites par admittance.

2.2.3.4 Phénomène d'aliasing

Parallèlement, si l'échantillonnage temporel n'est pas suffisant, il peut se produire une perte d'information temporelle : c'est le phénomène de repliement du spectre, encore appelé *aliasing*. D'après le théorème de Shannon-Nyquist, la fréquence d'échantillonnage doit être au moins égale au le double de le fréquence à résoudre. Si cela n'est pas le cas il y a un recouvrement spectral du signal. Lorsque l'on cherche à observer le phénomène de marée -dont les périodes sont de quelques heures- avec l'altimétrie -dont la période de répétitivité est de plusieurs jours- le problème d'aliasing se pose donc.

Mathématiquement, cela se traduit par :

$$\cos(\omega k \tau_e) = \cos(\omega' k \tau_e) \tag{2.6}$$

avec ω et τ la pulsation et la période de l'onde étudiée, ω' et τ' celles de l'onde aliasée et ω_e et τ_e celles de l'échantillonnage. Ainsi, pour résoudre les périodes aliasées des ondes de marée dans le signal altimétrique il faut déterminer l'entier n qui vérifie :

$$q - \frac{1}{2} < n < q + \frac{1}{2} \quad \text{avec} \quad q = \frac{\omega}{\omega_e} \tag{2.7}$$

En résolvant 2.7, nous en déduisons les périodes aliasées par la répétitivité du satellite T/P des principales ondes de marée (Tab. 2.3).

Onde	Période réelle	Période aliasée
M2	0.5175	62.107
S2	0.5000	58.742
N2	0.5274	49.528
K2	0.4986	86.596
K1	0.9973	173.192
O1	1.0758	45.714
P1	1.0027	88.891
Q1	1.1195	69.734

TAB. 2.3 – Période des ondes de marée et période aliasée par la répétitivité des satellites T/P et Jason (en jours).

2.3 Bathymétrie de la région modélisée

La bathymétrie est un élément clef de la modélisation océanique, notamment en milieu côtier où des faibles erreurs sur bathymétrie peuvent engendrer de larges erreurs dans la modélisation. Il est donc nécessaire de porter un intérêt particulier à une bonne description bathymétrique afin de réduire autant que possible les erreurs du modèle. C'est ce que nous nous attachons à faire dans cette partie.

2.3.1 Plateau des Kerguelen

Par comparaison des solutions des premières simulations avec les données *in situ* nous avons remarqué que la qualité des solutions obtenues autour des îles Kerguelen, et plus particulièrement dans le Golfe du Morbihan, n'était pas homogène avec les solutions dans les autres bassins. En effet aux abords de cette région les profondeurs sont assez faibles et les erreurs de bathymétrie jouent un rôle important sur la qualité des simulations. La bathymétrie *GEBCO* utilisée pour les premières simulations est représentée sur la figure 2.3 avec une échelle seuillée allant de 0 à -10 mètres qui est la profondeur minimale requise pour la résolution des équations du modèle. Cette profondeur permet de ne pas obtenir de profondeur négative dans les zones découvrantes à marée basse. Sur la figure 2.3 on peut facilement constater que l'isoligne des -10 mètres diffère fortement du trait de côtes des îles Kerguelen et que l'entrée de la baie du Morbihan est considérée comme quasi-fermée par le modèle.

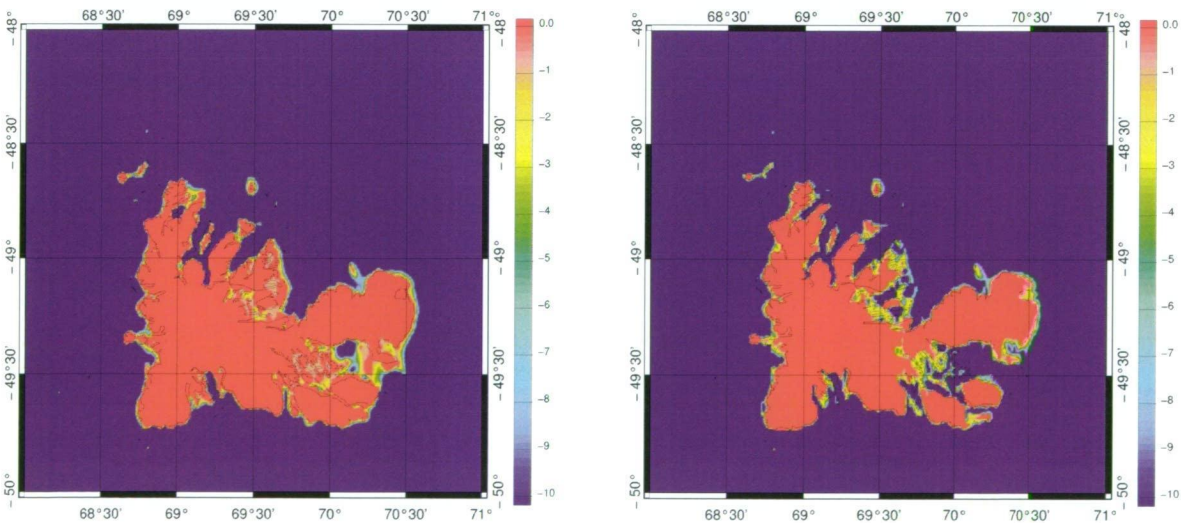


FIG. 2.3 – Bathymétrie *GEBCO* (gauche) et bathymétrie régénérée à l'aide des sondages bathymétriques (droite) avec une échelle allant de 0 à -10 mètres.

Pour pallier à cette erreur, la bathymétrie a été localement régénérée à partir de données de sondages du SHOM (Fig. 2.4). Afin de tenir compte au mieux des données, un algorithme d'interpolation basé sur un maillage de type éléments finis a été mis en place.

1. Les données redondantes ainsi que celles dont la mesure ne correspondait pas avec les mesures voisines ont été éliminées.

2. La bathymétrie mondiale *GEBCO* a été utilisée pour compléter au mieux les informations des sondages.
3. Un maillage aux éléments finis utilisant les données comme noeud a été réalisée afin d'effectuer l'interpolation linéaire de toutes ces mesures. L'utilisation des éléments finis a permis de tenir compte de la position exacte des points de sondes.
4. La bathymétrie obtenue après interpolation sur une grille régulière a été intégrée dans la bathymétrie régionale utilisée (Fig. 2.4).

Les points de sondes ont fourni une importante information supplémentaire, en particulier dans la zone de petits fonds de la baie du Morbihan où le marégraphe côtier des îles Kerguelen est situé. Ils ont permis d'améliorer considérablement la bathymétrie *GEBCO* dans cette région. Pour plus de lisibilité nous notons *GEBCO_{KER}* la bathymétrie régénérée localement autour des îles Kerguelen dans la suite du manuscrit.

La qualité de chacune de ces deux bathymétries est testée dans la partie 2.4.

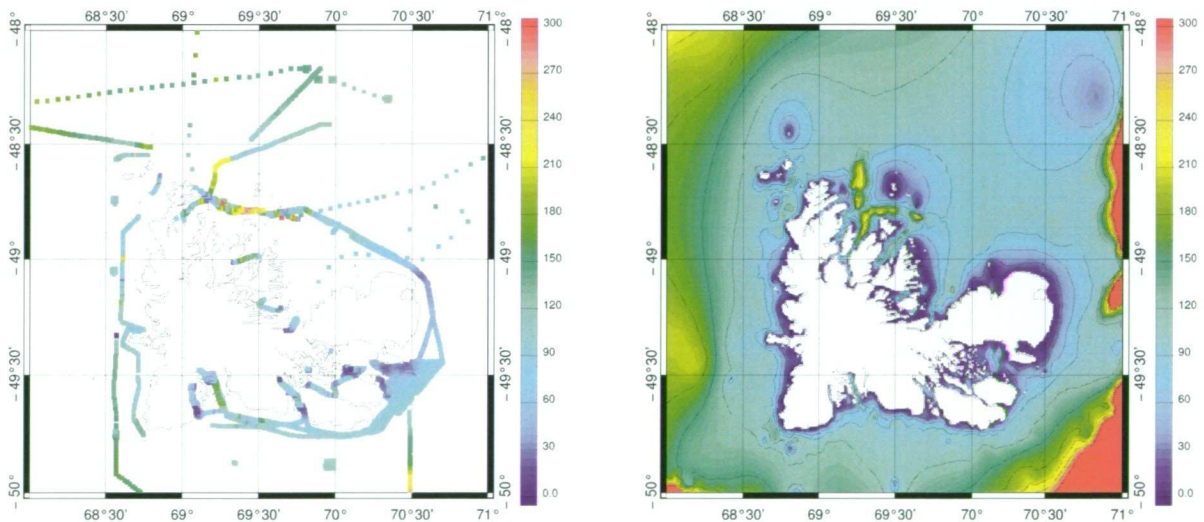


FIG. 2.4 – Ensemble des données de sondages utilisées (gauche) et nouvelle bathymétrie interpolée autour des îles Kerguelen (droite). Les profondeurs sont en mètres.

2.3.2 Plate-forme de glace d'Amery

La mauvaise connaissance de la géométrie des cavités sous les plates-formes de glace est l'une des principales sources d'erreur dans les modèles numériques d'océan autour de l'Antarctique. L'importance du rôle qu'elles jouent dans la dissipation d'énergie de marée rend donc nécessaire l'utilisation de la cavité la plus réaliste possible en entrée du modèle. Toute la difficulté réside dans le fait que ces plates-formes de glace sont permanentes, que les données de bathymétrie y sont ainsi très difficiles à collecter, et que leur ligne d'échouage, correspondant à l'isobathe 0 m, est difficile à localiser car elle peut se situer sous plus de 1000 m de glace.

Les précédentes études de modélisation dans la région de l'AIS utilisaient la cavité définie par WILLIAMS *et al.* (1998). Depuis, à partir de données altimétriques ERS-1, de mesures d'épaisseur de glace et d'un modèle de densité de la glace, le trait de côte a été redéfini repoussant la ligne d'échouage 340 km plus au Sud (FRICKER *et al.* (2002)).

2.3. Bathymétrie de la région modélisée

Une simulation de marée a été effectuée avec une bathymétrie sous l'AIS interpolant les points de sondages bathymétriques situés dans la partie Nord de l'AIS et s'appuyant sur ce trait de côte. Cependant la définition de ce nouveau trait de côte n'est pas cohérente avec l'analyse des données GPS TS05 et TS06 situés respectivement à $67^{\circ}4\text{E}/73^{\circ}15\text{S}$ et $66^{\circ}40\text{E}/73^{\circ}24\text{S}$ (Fig. 2.5, à gauche). En effet l'analyse par transformée de Fourier des deux signaux (Fig. 2.5, à droite) indique la présence d'un signal de marée au niveau du site TS05 (amplitudes distinctives aux périodes des ondes de marée diurnes et semi-diurnes) et confirme également que TS06 se situe en dehors de la plate-forme de glace puisque qu'aucun signal de marée n'y est détecté. Notons par ailleurs que les amplitudes de marée présentes dans les données TS05 sont assez faibles. Ce GPS semble donc se situer dans la zone de flexion de la plate-forme de glace qui correspond à une zone de transition entre la ligne d'échouage, où les élévations de la plate-forme sont nulles, et les régions où elle flotte librement avec les élévations de l'océan. La zone de flexion s'étend sur une distance de quelques centaines de mètres perpendiculairement à la ligne d'échouage (HOLDSWORTH (1969), VAUGHAN (1995), REEH *et al.* (2003)). Plus récemment GIOVANNA *et al.* (2007) ont utilisé des images MODIS (MODerate Resolution Imaging Spectroradiometer) et SAR (Synthetic Aperture Radar) afin de déduire la position de la ligne d'échouage ; c'est cette définition, cohérente avec les observations à TS05 et TS06, qui a été utilisée pour regriller la bathymétrie sous l'AIS. Il a ensuite fallu re-griller une bathymétrie qui s'adaptait sur ce trait de côte.

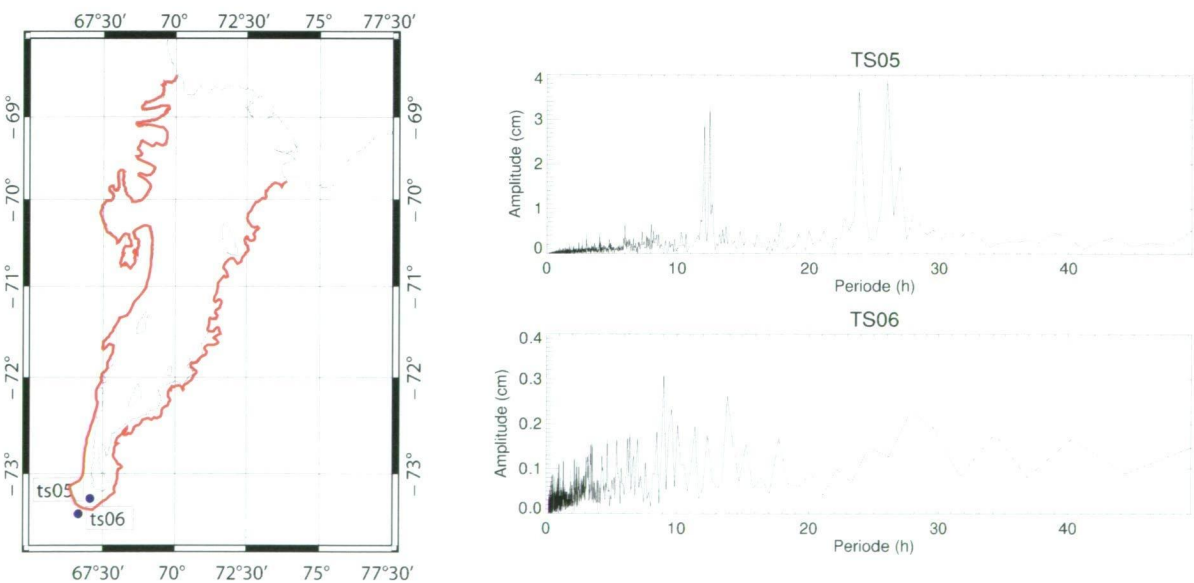


FIG. 2.5 – A gauche : trait de côte redéfini par FRICKER *et al.* (2002) en noir. La ligne d'échouage redéfinie par GIOVANNA *et al.* (2007) et utilisée pour regriller la bathymétrie sous l'AIS est superposée en rouge. A droite : spectre de Fourier pour les données GPS TS05 et TS06. Le spectre de TS05, contrairement à celui de TS06, contient des pics d'amplitude correspondant aux périodes des principales ondes de marée semi-diurnes et diurnes. Le GPS TS05 est donc situé au-dessus la cavité océanique formée par l'AIS, tandis que TS06 est situé sur le continent Antarctique : la ligne d'échouage de la plate-forme se situe donc entre ces deux GPS.

Nous avons retiré l'épaisseur de glace immergée de la bathymétrie pour obtenir la hauteur de colonne d'eau et ainsi résoudre les équations du modèle. La carte d'épaisseur de glace utilisée pour l'AIS est issue de FRICKER *et al.* (2002), elle a été réalisée grâce aux données d'élévation du satellite ERS-1, à des mesures radio echo sounding de l'épaisseur de glace et à un modèle de densité de glace.

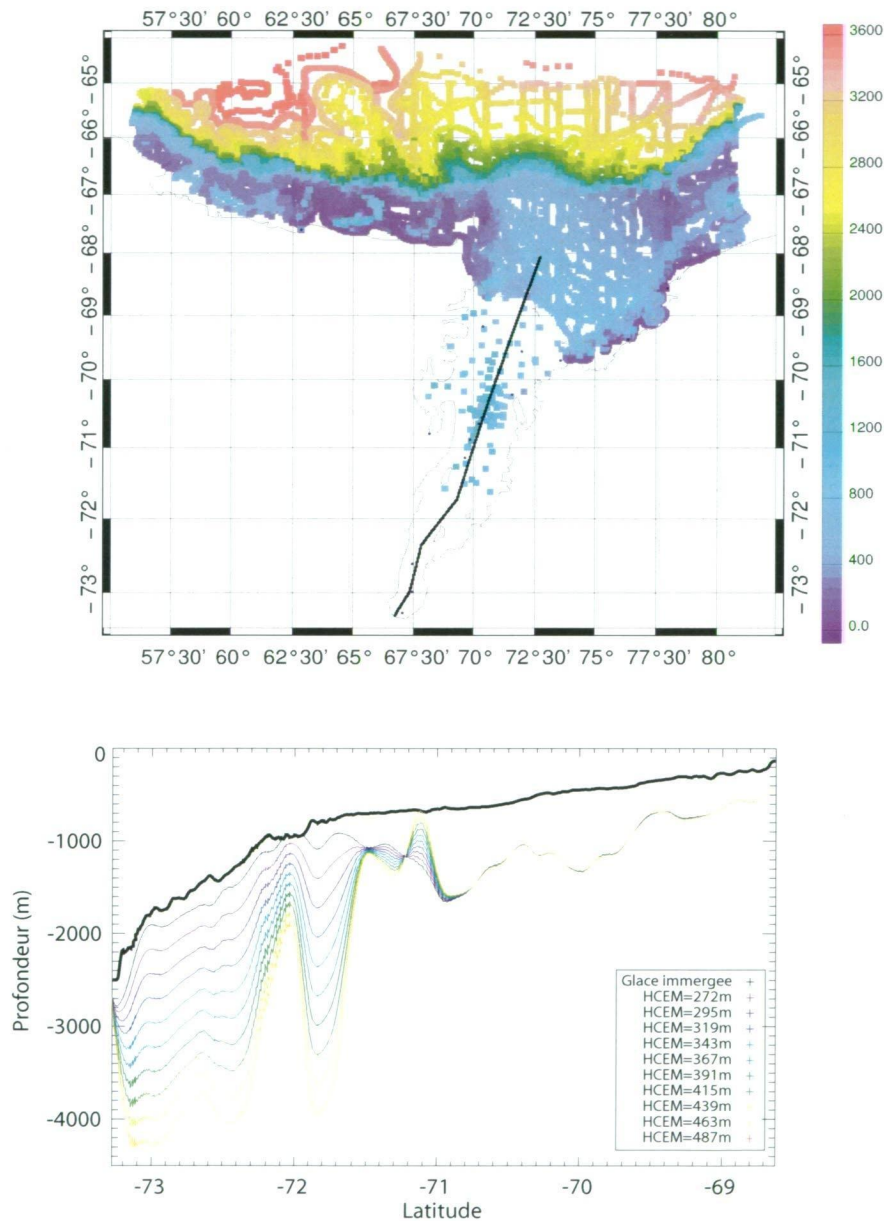


FIG. 2.6 – En haut : nouvelle ligne d'échouage de l'AIS et points de sondages bathymétriques utilisés pour la génération de la nouvelle grille bathymétrique (en mètres). En bas : profils de bathymétrie le long de la section noire de la figure du haut pour chacune des 10 bathymétries testées. L'épaisseur de glace submergée est représentée en trait noir épais. HCEM est la hauteur moyenne de colonne d'eau de la bathymétrie considérée sous tout l'AIS (en mètres).

2.3. Bathymétrie de la région modélisée

Pour re-définir la bathymétrie sous l'AIS, nous avons utilisé les données de sondages bathymétriques *in situ* dont nous disposons. Sous les plates-formes de glace, ces données sont limitées aux régions faciles d'accès, près des stations scientifiques, où les crevasses sont peu nombreuses et où l'épaisseur de glace n'est pas encore trop importante. Ainsi, dans le cas de l'AIS, nous ne possédons pas de données bathymétriques au delà de $71^{\circ}35S$ (Fig. 2.6). Par conséquent, il est nécessaire d'utiliser une méthode alternative pour obtenir une bathymétrie aussi précise que possible dans cette région. Nous affinons ici une méthode utilisée initialement par HEMER *et al.* (2006) pour déterminer la bathymétrie située sous l'AIS. Cette méthode originale combine à la fois des mesures de bathymétrie et d'élévation de surface afin de déduire la forme de la cavité de manière optimale de part et d'autre de $71^{\circ}35S$ (GALTON-FENZI *et al.* (2008)). Les travaux de HEMER *et al.* (2006) sont améliorés par l'utilisation d'un trait de côte plus précis (Fig. 2.5, gauche), de nouvelles données ayant servies à la génération de la bathymétrie dans la partie Nord de l'AIS issues de mesures sismiques et d'observations directes à travers des trous de sondages (ces données sont répertoriées dans GALTON-FENZI *et al.* (2008), Fig. 2.6), et d'une modélisation de la marée plus haute résolution. La méthode pour la génération de la bathymétrie est la suivante : dans la partie Nord de l'AIS, les données de bathymétrie sont interpolées à l'aide d'une régression linéaire. Au Sud, là où la bathymétrie est non connue, 10 bathymétries, conduisant chacune à une moyenne de hauteur de colonne d'eau différente sont créées. Chacune des bathymétries ainsi générées est alors testée et confrontée aux données *in situ* d'élévation afin de déterminer la bathymétrie dont les solutions de marée modélisées s'ajustent le plus avec ces observations.

2.3.3 Conclusion

Nous avons donc réduit les incertitudes sur la bathymétrie dans deux régions de l'océan Indien Austral. Autour des îles Kerguelen tout d'abord, la bathymétrie a été régénérée à partir de sondages bathymétriques et d'une méthode d'interpolation. Ce travail était important car de faibles erreurs de bathymétrie dans les régions de petits fonds peuvent générer des erreurs importantes dans la modélisation des ondes de gravité. Enfin, la bathymétrie a également été réinterpolée dans Prydz Bay à l'aide de mesures bathymétriques *in situ*. Par ailleurs, sous la plate-forme de glace d'Amery, il est important de déterminer la géométrie de la cavité pour réduire les erreurs dans cette région. Cependant les relevés bathymétriques sont très rares au Sud de la plate-forme, à cause des contraintes logistiques pour y accéder, et des contraintes techniques pour effectuer des mesures sous plusieurs centaines de mètre de glace. Nous avons donc mis en place une méthode originale combinant à la fois les données de bathymétrie du Nord de l'AIS, et les données d'élévation et la modélisation de la marée barotrope au Sud de l'AIS. Les résultats de cette méthode, ainsi que l'apport de la nouvelle bathymétrie autour des îles Kerguelen et dans Prydz Bay, sont présents dans la section suivante. Nous validerons alors le modèle régional de marée dans son ensemble en le confrontant aux données d'élévation et de courant dont nous disposons. Nous comparerons enfin la marée régionale avec des modèles globaux et circum-Antarctique que nous présenterons.

2.4 Validation du modèle sur le signal de marée

A l'échelle globale, les élévations dues à la marée constituent la principale source de variabilité de la surface des océans (PONCHAUT *et al.* (2001)). Il est donc essentiel d'acquérir une connaissance précise de ce signal afin notamment de le retirer des mesures altimétriques où il est aliasé et mélangé aux processus basse fréquence de signature plus faible, et de pouvoir ainsi extraire et étudier les signaux océaniques résiduels. Autour de l'Antarctique, une bonne connaissance de la marée est nécessaire pour en corriger les signaux de télédétection d'ERS, ENVISAT et ICESAT (ZWALLY *et al.* (2002)) et ainsi mesurer la topographie des plates-formes de glaces. Elle est également nécessaire car elle joue un rôle important dans l'écoulement des glaciers formant les plates-formes de glace (BINDSCHADLER *et al.* (2003)) et parce qu'une grande partie de son énergie est dissipée sous la glace.

Les modèles globaux de marée ont sans cesse été améliorés depuis ces dernières décennies (notamment grâce à l'assimilation de données altimétriques) et leur précision actuelle est de l'ordre du centimètre dans l'océan profond. Avec la demande grandissante de produits altimétriques côtiers, une des difficultés pour les nouveaux modèles de marée réside dans leur aptitude à produire des solutions précises dans les zones côtières et dans les régions à fort gradient bathymétrique où des erreurs supérieures à 6 cm, LE PROVOST (2001)) peuvent être trouvées. Les difficultés se situent également dans les régions de fortes latitudes où de grandes disparités entre les différents modèles subsistent.

Les récents modèles de marée assimilant des informations *in situ* et satellitales ont amélioré notre connaissance du signal de marée dans l'océan Austral. Cependant leur utilisation reste limitée pour les raisons suivantes :

- l'absence de couverture des satellites Topex-Poséidon et Jason au delà de la latitude $66^{\circ}S$ qui réduit de façon significative le nombre des données altimétriques à assimiler autour de l'Antarctique,
- l'enregistrement saisonnier des données dû à la présence de glace saisonnière,
- le manque de données *in situ* pour l'assimilation dans l'océan Austral,
- les erreurs de bathymétrie en particulier aux très hautes latitudes et sous les plates-formes de glace,
- des simplifications de la physique dans les modèles.

Ces simplifications sont notamment nécessaires pour réduire les temps de calcul des simulations. Il peut s'agir de la paramétrisation du coefficient de frottement par le fond, du mélange horizontal, ou encore de la linéarisation du terme d'advection dans les modèles spectraux. Lorsque les plates-formes de glace sont incluses, il faut également tenir compte des termes de flexion le long de la ligne de côte (VAUGHAN (1995), HOLDSWORTH (1969), REEH *et al.* (2003)), là où la plate-forme est en contact avec le fond marin. Dans notre modèle nous considérons que la glace permanente de l'AIS flotte librement avec les élévations de surface de l'océan. Ses seuls effets sont de réduire la hauteur de colonne d'eau et de produire un frottement supplémentaire dû à l'interface eau/glace. En suivant l'étude de KOWALIK (1981) et MACAYEAL (1984), nous avons donc doublé le coefficient de frottement dans les régions couvertes par la glace.

Dans cette section, nous cherchons à déterminer la capacité du modèle hydrodynamique *MOG2D/T-UGOm* à reproduire précisément la marée dans la région australe de l'océan Indien. Cette région comporte les difficultés citées précédemment. Elle contient

2.4. Validation du modèle sur le signal de marée

également des zones où la marée est particulièrement complexe comme le plateau de Kerguelen, agissant comme une barrière dans l'océan Austral, les îles Kerguelen, très échancrées (LE PROVOST et LYARD (1993)), et la cavité océanique formée par l'AIS.

2.4.1 Validation sur le signal d'élévation

Pour confronter les sorties de modèle aux données d'élévation, nous calculons la différence complexe z_{comp} entre le modèle et les observations pour chaque onde de marée. Cette différence a l'avantage de combiner les erreurs d'amplitude et de phase entre les deux signaux de marée à comparer. En notant A_{obs} , A_{mod} et ϕ_{obs} , ϕ_{mod} les amplitudes et phases de chacune des deux ondes à comparer (onde observée et modélisée), la différence complexe s'exprime par :

$$z_{comp} = \left| A_{obs}e^{i\phi_{obs}} - A_{mod}e^{i\phi_{mod}} \right| \quad (2.8)$$

Afin de rendre les résultats plus synthétiques nous avons également calculé l'erreur complexe σ_c pour un constituant c donné et l'erreur complexe σ_{comb} pour une combinaison de plusieurs sites et de plusieurs constituants, toutes deux définies comme suit :

$$\sigma_c = \sqrt{\frac{1}{2N_{sites}} \sum_{i=1}^{N_{sites}} z_{comp}^i} \quad (2.9)$$

$$\sigma_{comb} = \sqrt{\frac{1}{2N_{sites}} \sum_{j=1}^{N_{ondes}} \sum_{i=1}^{N_{sites}} z_{comp}^{i,j}} \quad (2.10)$$

Cependant pour bien différencier l'apport du modèle dans l'océan du large et dans les régions peu profondes et sous l'AIS, nous avons séparé les données d'élévation en deux jeux : le premier ne comprend que les données altimétriques, représentatif des erreurs de marée au large, le second est constitué exclusivement de données *in situ* pour les régions peu profondes.

2.4.1.1 Apport de la nouvelle bathymétrie autour des îles Kerguelen

Deux simulations utilisant les deux différentes bathymétries en entrée (*GEBCO* et *GEBCO_{KER}*) ont été réalisées afin de quantifier les effets de celles-ci sur les quatre principaux constituants de marée (M_2 , S_2 , K_1 , O_1) autour des îles Kerguelen. Les deux simulations correspondent aux simulations *simuM_{GEBCO}* et *simuM_{GEBCO/KER}* respectivement (cf partie 1.3.). L'erreur combinée calculée sur les quatre ondes et sur les 14 sites à proximité des ces îles (Fig. 1.3) est passée de 2.2 cm (*simuM_{GEBCO}*) à 1.3 cm (*simuM_{GEBCO/KER}*). Cette forte diminution s'explique en grande partie par une meilleure simulation de la propagation de la marée, et en particuliers des ondes semi-diurnes, dans le Golf du Morbihan. L'impact de la nouvelle bathymétrie est quasiment nul pour les autres sites autour des îles Kerguelen. A l'intérieur de la baie du Morbihan, la seule donnée *in situ* ayant une longue série temporelle ($> 1mois$) dont nous disposons

simuM_{GEB}CO : bathymétrie GEBCO

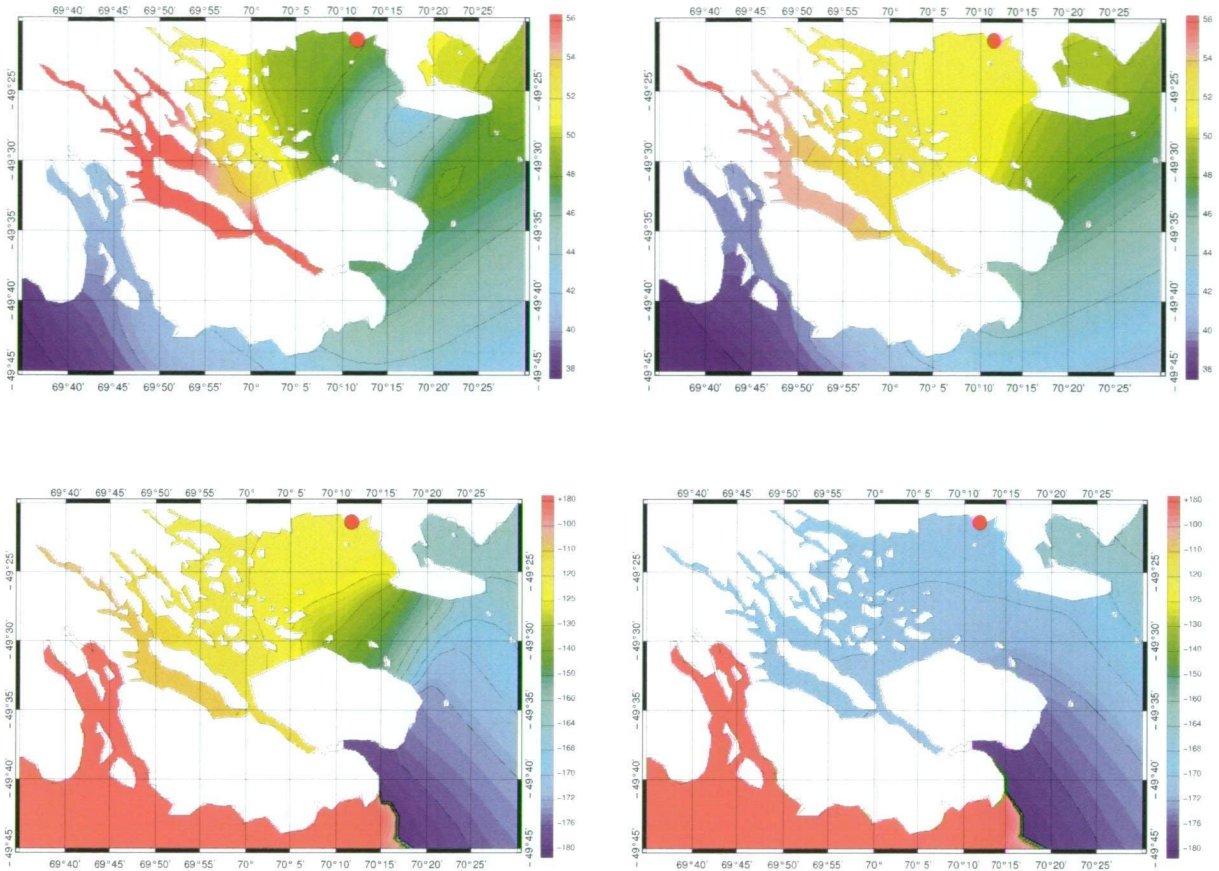
 simuM_{GEB}CO/KER : bathymétrie GEBCO_{KER}


FIG. 2.7 – Amplitude (haut) et phase (bas) dans le Golf du Morbihan avec la bathymétrie *GEB*CO (gauche) et *GEB*CO_{KER} (droite). Le point rouge indique la position du marégraphe côtier de Port-aux-Français. La RMS complexe pour l'onde M_2 a été réduite de plusieurs centimètres au marégraphe côtier en utilisant *GEB*CO_{KER}.

est le marégraphe côtier du réseau ROSAME situé à Port aux Français, la base scientifique de Kerguelen. Ce marégraphe possède plus de 14 ans de données du niveau de la mer et les incertitudes sur son analyse harmonique sont donc très faibles. Les comparaisons des deux simulations avec ces données nous informent que les effets du changement de bathymétrie sont inexistants sur l'onde O_1 , et qu'ils améliorent de plus de 1 cm la différence complexe de l'onde K_1 . Par ailleurs ces effets sont très significatifs en ce qui concerne les ondes semi-diurnes, dominantes dans la région. Les amplitudes de M_2 et S_2 ont été améliorées de 3 cm (Fig. 2.7) et de 2.3 cm respectivement, et les phases pour chacune de ces ondes ont pu être corrigées d'environ 50° soit 1 h 40 min.

La figure 2.7 représente les amplitudes et phases de l'onde M_2 issues de la simulation *simuM*_{GEB}CO et de la simulation *simuM*_{GEB}CO/KER. L'impact qu'a la bathymétrie sur les solutions du modèle se distingue très clairement dans la baie du Morbihan. Alors que les amplitudes de M_2 décroissent à l'entrée la baie pour à nouveau s'intensifier à l'intérieur de celle-ci avec la bathymétrie *GEB*CO, elles ne cessent de s'amplifier avec

2.4. Validation du modèle sur le signal de marée

$GEBCO_{KER}$. Ainsi dans le nord de l'entrée de la baie la différence d'amplitudes entre les deux simulations excède 8 cm. Sur les cartes de phase les effets de la bathymétrie sont encore plus surprenants. Dans la simulation $simuM_{GEBCO}$ les lignes cotidales bifurquent brusquement à l'entrée de la baie et se propagent alors parallèlement à celles-ci à l'intérieur de la baie. Dans la simulation $simuM_{GEBCO/KER}$ les isolignes de phase ne sont pratiquement pas déviées à l'entrée et dans la baie. Ainsi, dans la baie du Morbihan, les lignes cotidales issues de chacune des deux simulations sont quasiment perpendiculaires et le déphasage entre elles peut atteindre jusqu'à 60° au fond de la baie.

La bathymétrie regravée à partir de données bathymétriques $GEBCO_{KER}$ a ainsi permis de comprendre les différences obtenues entre le modèle utilisant $GEBCO$ en entrée et les observations *in situ*. Ces résultats sur l'amplitude et la phase de marée prouvent ainsi l'importance de définir au mieux la bathymétrie dans le modèle et en particulier dans les régions côtières.

2.4.1.2 Détermination de la meilleure bathymétrie sous l'AIS. Apport sur les simulations de marée

Nous présentons d'abord les résultats des simulations effectuées avec la bathymétrie $GEBCO$ sous l'AIS et la bathymétrie qui s'appuie sur les trait de côte issu de FRICKER *et al.* (2002) (Fig. 2.8) pour l'onde M_2 . Ces simulations correspondent respectivement aux simulations $simuM_{GEBCO}$ et $simuM_{Fricker\ et\ al.}$ de la partie 1.3. du manuscrit. A partir de ces deux simulations on distingue très nettement l'impact du trait de côte et de la bathymétrie sur les amplitudes de marée. Les amplitudes de M_2 augmentent très rapidement dans la simulation utilisant $GEBCO$ passant de 22 cm à plus de 40 cm sur une distance de ≈ 300 km. Dans la seconde simulation l'augmentation est un peu moindre sur une distance deux fois plus grande.

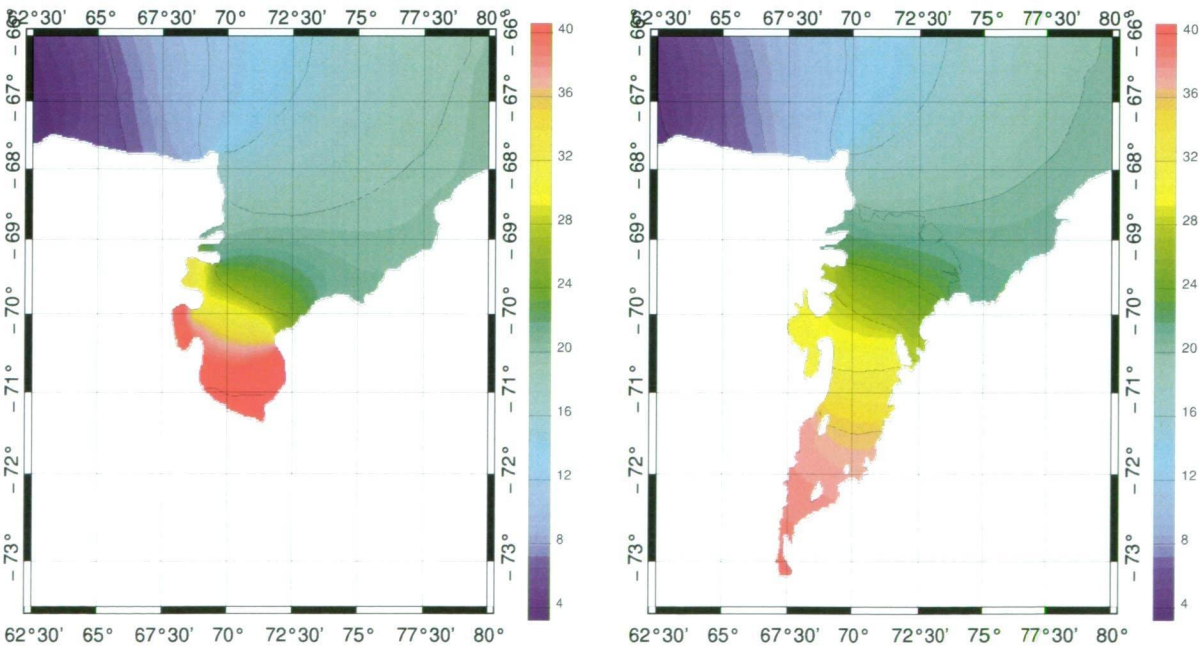


FIG. 2.8 – Amplitude de M_2 résultant de la simulation avec la bathymétrie $GEBCO$ (a, gauche) et celle issue de FRICKER *et al.* (2002) (b, droite).

Les amplitudes de la figure 2.8.b sont le résultat d’une simulation utilisant un trait de côte plus réaliste en entrée et les comparaisons avec les GPS disponibles sur l’AIS montrent que les amplitudes et phases obtenues pour cette simulation sont également plus réalistes : ainsi pour les GPS situés autour de $71^\circ S$ la valeur de σ_c est d’environ 4 cm contre plus de 10 cm pour les comparaisons avec la simulation *GEBCO*. Les solutions de marée sont donc améliorées dans la simulation *simuM_{Fricker et al.}*, mais les différences avec les observations sont encore assez importantes.

Nous avons discuté précédemment du fait que la ligne d’échouage de l’AIS issu de FRICKER *et al.* (2002) était obsolète. Nous avons donc régénéré le maillage pour effectuer de nouvelles simulations s’appuyant sur le trait de côte de GIOVANNA *et al.* (2007), et, pour déterminer la bathymétrie la plus réaliste sous l’AIS. Nous avons fait différentes simulations avec le modèle *MOG2D/T-UGOm* sur chacune des 10 configurations exposées dans la partie 2.2. (ces simulations correspondent aux *simuM_{AIS, HMCExx}* de la section 1.3.) Les amplitudes et phases des quatre composantes principales de marée (M_2 , S_2 , K_1 , O_1) issues de FES2004 ont été utilisées pour forcer les élévations du modèle aux frontières ouvertes, car cette solution concorde très bien avec les mesures altimétriques dans ces régions. Le modèle a été intégré sur une période de 40 jours, et les 30 derniers jours ont été utilisés pour effectuer l’analyse harmonique. Ainsi, pour chacune des simulations, chacune des composantes de marée et chacune des observations sur l’AIS, nous avons calculé z_c . Ce paramètre a été sommé sur tous les GPS situés sur la plate-forme de glace et sur les trois marégraphes côtiers antarctiques. La figure 2.9 représente cette somme en fonction de la hauteur moyenne de colonne d’eau (HMCE) sous l’AIS.

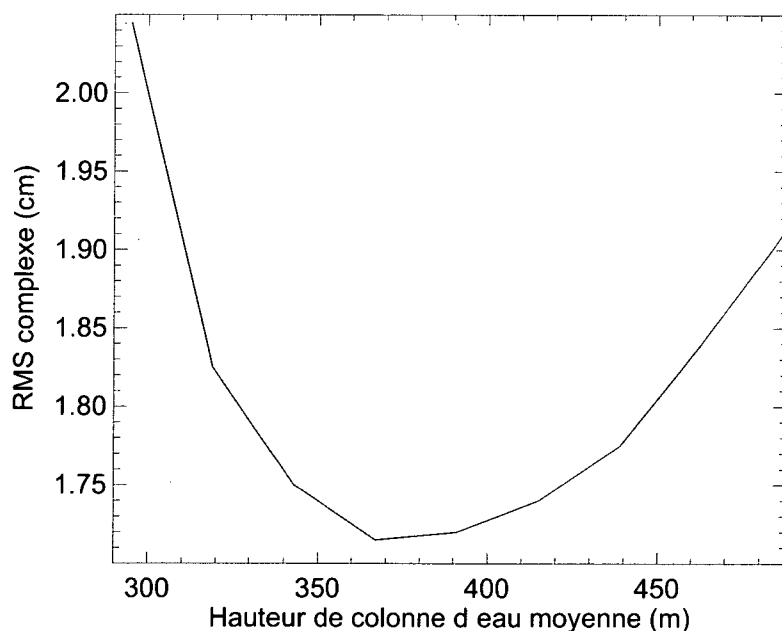


FIG. 2.9 – σ_c sommée sur les quatre composantes de marée modélisée et sur les observations GPS et marégraphes antarctiques en fonction de HMCE.

2.4. Validation du modèle sur le signal de marée

Sur cette figure nous pouvons distinguer un minimum correspondant à $HMCE = 367m$ qui indique que dans cette configuration les erreurs entre le modèle et les différentes données sont minimisées. C'est donc la bathymétrie correspondant à cette HMCE que nous utiliserons par la suite pour effectuer les simulations de référence.

Dans le modèle, nous considérons que la présence de glace n'affecte que le coefficient de frottement : les régions couvertes par la glace ont un coefficient de frottement doublé (KOWALIK (1981), MACAYEAL (1984)). Cette paramétrisation est justifiée sous l'AIS qui est une plate-forme de glace permanente. Deux simulations ont été effectuées pour la confirmer pour la glace de mer saisonnière. La première simulation est basée sur l'étude de MACAYEAL (1984) pour les plates-formes de glace antarctiques; le coefficient de frottement n'est doublé que sous l'AIS. Dans la seconde simulation nous avons en plus considéré les effets de la glace saisonnière sur ce coefficient. Pour cela nous avons moyenné sa distribution sur la période de modélisation à partir des données NSIDC (COMISO (2004)), et nous avons pondéré le coefficient de frottement en fonction de la présence annuelle de la glace de mer. A l'issue des deux simulations nous obtenons une erreur complexe combinée légèrement inférieure pour la première simulation, ce qui est consistant avec les études précédentes (LYARD (1997)). Ainsi par la suite, le coefficient de frottement ne sera doublé que dans la région de l'AIS.

2.4.2 Comparaisons avec les courants *in situ*

Les courants de marée, tout comme ses élévations, sont périodiques : pour chaque onde de marée leur intensité et leur direction varie tout au long du cycle de marée. Pendant cette période les masses d'eau décrivent des ellipses quasiment fermées (Fig 2.10). La périodicité des courants de marée nous permet de comparer les courants issus du modèle à ceux observés, bien que les périodes d'observation et de modélisation soient différentes.

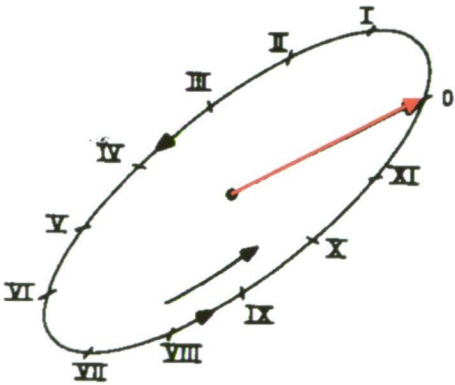


FIG. 2.10 – Représentation d'un ellipse de marée dans le cas d'une onde de période de $12h$. A chaque heure I du cycle de marée le courant est dirigé du centre de l'ellipse vers le $I^{ème}$ point du bord de l'ellipse. Le courant correspondant au début du cycle (temps "0") est indiqué par la flèche rouge, le sens de rotation de l'ellipse est indiqué par la flèche noire.

Sur la figure 2.11 nous avons représenté les ellipses de marée observées et simulées pour les ondes principales M_2 et K_1 au niveau du front de l’AIS (cf Fig. 2.2). Globalement les courants de marée semblent mieux reproduits par le modèle pour la marée M_2 que pour la marée K_1 . Les amplitudes de courant de M_2 sont les plus intenses dans cette région. Elles sont assez bien modélisées pour sept des neuf sites d’observation mais sont surestimées de plus de 30% à AIS 6 et AIS 7 pour les ondes semi-diurnes et diurnes. Il pourrait donc s’agir là d’un problème lié à la bathymétrie. Les phases de M_2 ne diffèrent pas de plus de 20° sauf pour le site AIS 2 où il correspond à plus d’un quart de cycle de marée M_2 , cependant les orientations des ellipses modélisées ne reproduisent pas toujours bien la réalité puisqu’elles diffèrent d’environ 30° à AIS 4 et AIS 5 et de plus de 60° à AIS 2. De même, pour l’onde K_1 les inclinaisons ne sont pas toujours bien représentées. Cependant dans le cas présent, la position des observations à quelques km du front de l’AIS n’est pas idéale pour tester les courants modélisés. Le front crée une marche de plusieurs centaines de mètre dans la bathymétrie qui peut conduire à des erreurs importantes dans la représentation des ellipses de marée. Malgré cela le modèle reproduit de manière assez satisfaisante les principales caractéristiques des courants de marée.

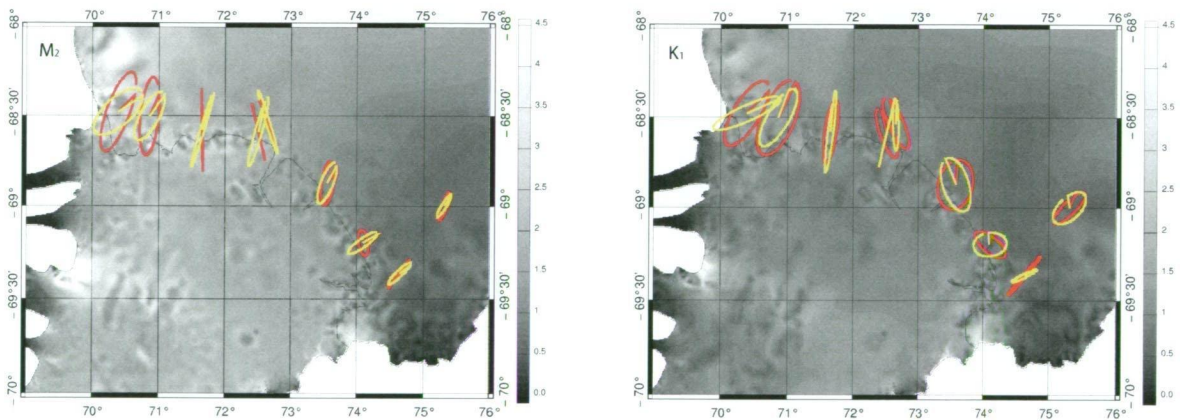


FIG. 2.11 – Comparaison des ellipses de marée observées (en jaune) et modélisées (en rouge) au niveau du front de l’AIS pour les ondes M_2 (gauche) et K_1 (droite) en cm.s^{-1} . Les courants observés sont issus de la campagne AMISOR. En fond de carte sont représentées les amplitudes des ellipses de marée modélisées (en cm.s^{-1}).

Sur la figure 2.12 nous confrontons les ellipses de marée modélisées et observées dans le cadre de la campagne KEOPS. Les phases et inclinaisons des ondes M_2 et K_1 sont assez bien reproduites. En ce qui concerne ADCP 1, qui est située sur le talus du plateau de Kerguelen, notons d’ailleurs que les ellipses sont orientées de manière perpendiculaire aux isolignes de bathymétrie. L’excentricité des ellipses (qui correspond au rapport entre le demi grand axe et le demi petit axe) est également bien reproduite. Cependant le modèle représente mal les amplitudes observées : à ADCP 2, il sous-estime les amplitudes de M_2 de 33% et celles de K_1 de plus de 60%. Ces différences sont très corrélées avec les erreurs de bathymétrie dans la région : au niveau de ADCP 2 la bathymétrie utilisée pour le modèle est environ 110 mètres plus profonde que celle mesurée *in situ*.

2.4. Validation du modèle sur le signal de marée

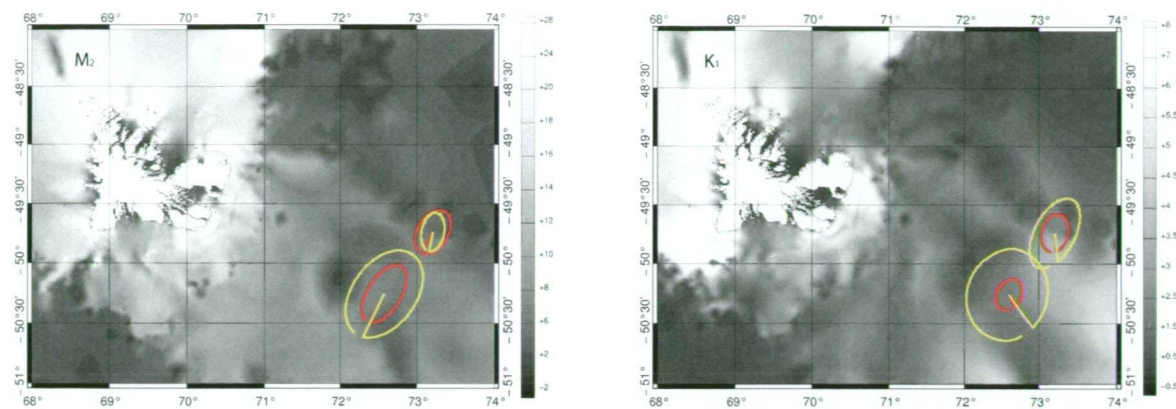


FIG. 2.12 – Comparaison des ellipses de marée observées (en jaune) et modélisées (en rouge) sur le Nord du plateau de Kerguelen pour les ondes M_2 (gauche) et K_1 (droite) en $cm.s^{-1}$. En fond de carte sont représentées les amplitudes des ellipses de marée modélisées (en $cm.s^{-1}$).

Les ondes de marée sont donc très sensibles à la bathymétrie, et de petites erreurs dans la bathymétrie peuvent dégrader de manière importante les courants simulés. Deux méthodes permettent de prendre en compte les erreurs de bathymétrie contenues dans le modèle :

1. la première consiste à comparer le transport plutôt que le courant. Ainsi une pondération du courant modélisé par le rapport H_{mod}/H_{obs} permet de prendre simplement en considération les erreurs de bathymétrie.
2. la seconde consiste à comparer les courants observés avec le point du modèle de même profondeur déterminé de la manière suivante : on déplace la position initiale (celle de l'observation) de manière perpendiculaire aux isobathes jusqu'à ce que le point du modèle ait une profondeur correspondant à celle de l'observation. Cette deuxième méthode est plus complexe que la première mais elle est plus consistante.

Nous ne présentons ici que les résultats obtenus pour les axes majeurs car ce sont les modes de description des ellipses de marée les plus stables (Tab. 2.4). Dans la région du front de l'AIS, les axes majeurs des ellipses modélisées et modifiées par chacune des méthodes sont plus cohérents avec ceux observés que lorsque l'on ne tenait pas compte des différences de bathymétrie, ce qui tend à prouver que les erreurs observées étaient essentiellement dues à des erreurs dans la bathymétrie. Pour certains sites de comparaison, nous obtenons des erreurs de l'ordre du mm , ces différences peuvent être dues à des erreurs d'incertitude sur les mesures *in situ* ou encore sur l'analyse harmonique des courants de marée. Notons par ailleurs que la seconde méthode ne donne globalement pas de meilleurs résultats que la première. Elle améliore les comparaisons des sites AIS 4, AIS 5 et AIS 6, mais cela n'est pas significatif sur l'ensemble des données. L'application de la première méthode diminue également les erreurs entre le modèle et les observations pour les comparaisons avec les courantmètres situés sur le plateau de Kerguelen. Les résultats obtenus avec la seconde méthode sont plus mitigés : si cette méthode reste assez équivalente à la première pour le site KEOPS 1 elle dégrade considérablement les comparaisons à KEOPS 2. A cet endroit la bathymétrie utilisée pour le modèle diffère de plus de 20% avec celle observée et le point de comparaison obtenu par l'application de

	Modèle		Méthode 1		Méthode 2		Observations	
	M_2	K_1	M_2	K_1	M_2	K_1	M_2	K_1
<i>AMISOR</i>								
AIS 1	1.1	0.9	0.8	0.7	0.8	0.9	0.9	0.5
AIS 2	0.7	0.7	0.8	0.7	0.7	0.8	1.0	0.7
AIS 3	1.3	0.9	1.3	0.9	1.3	0.9	1.2	1.0
AIS 4	1.6	0.9	1.6	0.9	1.8	0.9	2.0	1.3
AIS 5	2.4	1.1	2.3	1.1	2.2	1.3	2.2	1.5
AIS 6	2.4	1.5	2.3	1.4	2.1	1.3	1.5	1.2
AIS 7	2.4	1.3	2.0	1.1	2.2	1.0	1.8	1.4
ULS 1	0.9	0.8	0.8	0.7	0.9	0.8	0.8	0.7
ULS 2	1.9	1.0	1.6	0.9	1.8	1.1	1.6	0.9
<i>KEOPS</i>								
KEOPS 1	5.5	2.4	5.5	3.0	5.7	2.1	4.5	6.9
KEOPS 2	7.4	2.9	9.0	2.9	5.9	3.0	11.2	5.6

TAB. 2.4 – Comparaison des axes majeurs des ellipses de marée observées ($cm.s^{-1}$) aux axes majeurs modélisés après applications des différentes méthodes.

la seconde méthode est situé à plus de 20 *km* du point de mesure alors que les ellipses de marée sont très variables en espace. Dans ce cas particulier, la comparaison des transports reste alors la meilleure solution. Et cette comparaison appuie le fait que les différences entre les ellipses de marée trouvées précédemment étaient dues à des erreurs locales dans la bathymétrie utilisée pour la simulation.

Dans cette partie nous avons comparé le modèle de marée aux observations disponibles d'élévation et de courants pour évaluer ses performances. A l'issue de ces comparaisons nous avons montré que celui-ci était en très bon accord avec les mesures *in situ* et qu'il fournissait donc une bonne représentation de la marée dans l'océan Indien Austral. Nous allons maintenant confronter notre modèle régional aux différents modèles de marée généralement utilisé pour la correction des données altimétriques afin de quantifier son apport dans les régions côtières et hauturières.

2.4.3 Comparaisons avec les principaux modèles de marée

En se basant sur l'étude effectuée par KING et PADMAN (2005) nous avons choisi de comparer notre modèle régional de marée avec deux modèles globaux de marée (FES2004 et TPXO7.0) et deux modèles antarctiques (CADA00.10, CATS02.01). Nous avons également ajouté la dernière version du modèle Global Ocean Tide (GOT4.7) qui n'est pas encore parue dans la littérature. FES2004 (LYARD *et al.* (2006)) est la dernière version de FES (Finite Element Solution LE PROVOST *et al.* (1998)). C'est une solution de marée globale calculée sur un maillage de type éléments finis à l'aide du modèle spectral de LE PROVOST et PONCET (1978) et de l'assimilation de données. FES2004 assimile des données satellites issues de T/P et ERS, et également quatre données *in situ* dans notre région d'étude dont le marégraphe des Kerguelen. TPXO7.0 est un modèle global de marée sur une grille régulière de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ assimilant les données T/P et Jason

2.4. Validation du modèle sur le signal de marée

dans l'équation de marée de Laplace (EGBERT *et al.* (1994)). CADA00.10 et CATS02.01 (PADMAN *et al.* (2002)) sont interpolés sur une grille ayant une résolution de 0.25° en latitude et de 0.083° en longitude. Ce sont tous les deux des modèles circum-Antarctique qui incluent les cavités sous les plates-formes de glace et qui sont forcés aux frontières ouvertes (56°S) par les élévations issues de TPXO6.2. De plus CADA00.10 assimile des données de T/P et des mesures *in situ* (marégraphes et GPS) le long de la côte antarctique et sur les plates-formes de glace.

Pour chaque modèle nous avons comparé les solutions de marée des quatre constituants principaux (M_2 , S_2 , K_1 , O_1) aux jeux de données dont nous disposons sur toute la région d'étude. Nous en avons déduit l'erreur complexe σ , les résultats obtenus sont présentés dans le tableau 2.6.

Dans ce tableau, nous n'avons pas pris en compte les quatre mouillages situés dans la baie du Morbihan (Armor, Baie de l'Observatoire, Mayes, Saint-Malo). Dans cette région, il y a en effet des phénomènes météorologiques ayant une période proche de celle des ondes diurnes (cf section 2.5) et qui biaisent le calcul de retard de phase de ces ondes. Ce problème est résolu pour le marégraphe de Port-aux-Français qui possède plus de 15 ans de données, tandis que les quatre mouillages possèdent 1 mois de données, ce qui n'est pas suffisant pour séparer les composantes de marée diurnes du signal atmosphérique quasi diurne présent dans les données de la Baie du Morbihan (cf section 2.4). Il faudrait donc corriger les élévations de ces mouillages des effets atmosphériques locaux avant d'effectuer l'analyse harmonique. Cependant, les quatre mouillages situés au fond de la Baie y ont été placés il y a moins d'un an, et l'on ne possède pas de correction des effets météorologiques pour cette période. Nous présentons néanmoins les statistiques obtenues pour les différences d'élévation et de phase entre les mouillages et le modèles pour l'onde M_2 (Tab. 2.5).

Nous remarquons nettement l'apport de notre modèle régional pour la modélisation de la marée dans la Baie du Morbihan. Avec une erreur complexe combinée de 0.8 cm pour l'onde M_2 , il améliore de près de 64% la deuxième meilleure solution, FES2004, qui pourtant assimile les données du marégraphe de Port-aux-Français, et de plus de 180% les solutions globales GOT4.7 et TPXO7.0. Cela est dû à la résolution accrue de notre maillage dans cette région et au travail effectué sur la bathymétrie, qui permettent tous deux de bien représenter la marée dans le Baie. Cependant, pour des raisons d'homogénéité, nous ne considérons pas ces quatre mouillages dans les statistiques suivantes (Tab. 2.6).

	MOG2D	FES2004	TPXO7.0	GOT4.7	CADA00.10	CATS02.01
M_2	0.81	1.33	2.30	2.86	-	-

TAB. 2.5 – Erreur complexe (cm) entre les observations et le modèle pour les quatre mouillages situés au fond de la Baie du Morbihan (Armor, Baie de l'Observatoire, Mayes, Saint-Malo) pour l'onde M_2 .

La déviation standard du modèle par rapports aux données T/P est inférieure à 1 cm pour chaque constituant de marée ce qui prouve que chacun des modèles est très précis dans l’océan du large. Cela est dû en partie à l’assimilation de données en ce qui concerne les modèles globaux et circum-Antarctique. Ces résultats démontrent également la qualité de notre modèle sans assimilation dans ces régions.

Nous notons toutefois quelques différences entre le modèle régional de marée et les modèles globaux pour la résolution des ondes diurnes. En traçant les cartes de différence complexe entre les modèles pour ces ondes (cf Annexe A), on aperçoit en effet des différences sur le talus du plateau Kerguelen à l’Est de Heard. Les différences complexes aux points de croisement TP pour ces ondes sont légèrement en faveur des modèles globaux. Il pourrait s’agir d’une onde piégée de plateau qui est mal reproduite par le modèle hydrodynamique, ou plutôt mal positionnée à cause d’une mauvaise bathymétrie à cet endroit. Les ondes piégées de topographie sont générées sur les forts gradients de bathymétrie aux abords des plateaux, et créent des minima et maxima locaux de part et d’autre du plateau. Si la position du talus est légèrement déplacée, alors le dipôle créé par les élévations de l’onde piégée l’est aussi, générant des erreurs locales dans le modèle de marée pour les ondes diurnes. Nous avons testé d’autres bathymétries mais toutes donnent des erreurs similaires dans cette région qui manque certainement de données bathymétriques *in situ*. Une solution possible pour corriger de cet effet serait, à plus long terme, d’assimiler les ondes de marée aux points de croisement TP dans le modèle régional.

Le σ calculé pour les données *in situ* est de l’ordre du centimètre pour notre modèle régional ce qui n’est pas le cas pour les autres modèles. Cependant la précision des solutions n’est pas uniforme dans la région d’étude. Au Nord de 58°S les résultats sont relativement cohérents avec les observations. Les différences les plus grandes sont pour les données situées autour des îles Kerguelen, certainement parce qu’elles sont situées dans des baies où les effets locaux (résonance, seiches) sont dominants. Dans notre modèle régional nous avons utilisé un maillage haute résolution pour représenter au mieux les zones côtières et nous avons donné une attention particulière à la bathymétrie autour des îles Kerguelen. La combinaison de ces deux paramètres nous a permis d’obtenir des solutions de bonne qualité dans cette région. Ainsi lorsqu’on calcule l’erreur complexe combinée σ_{comb} avec les données *in situ* au Nord de 58°S, la valeur obtenue pour *MOG2D/T-UGOm* est inférieure de 11% au deuxième meilleur modèle, FES2004, qui assimile pourtant les données du marégraphe côtier de Kerguelen.

Les comparaisons avec les données *in situ* autour de l’Antarctique prouvent elles aussi la qualité du modèle régional de marée. Cependant, le σ_{comb} de cette région est plus grand que celui calculé sur toute la région d’étude ce qui montre les difficultés de modélisation aux hautes latitudes. Le modèle est en très bon accord avec les trois marégraphes côtiers antarctiques et les GPS situés au Nord de l’AIS (pour chaque constituant, σ est de l’ordre du centimètre) et est assez consistant avec les GPS du Sud de l’AIS ($\sigma \approx 3$ cm). L’erreur la plus large est obtenue pour le marégraphe de Beaver Lake où les amplitudes du modèle et de l’observation diffèrent légèrement et l’on observe un déphasage de 20° pour les ondes semi-diurnes. Ceci explique les fortes RMS obtenues pour M_2 et S_2 ($|z_{obs} - z_{model}| = 7.2$ cm pour M_2 à Beaver Lake). Ce déphasage se retrouve dans les autres modèles et également dans le modèle régional de marée sous l’AIS de HEMER *et al.* (2006). Le chenal connectant Beaver Lake à l’AIS a pourtant été modifié en se basant

2.4. Validation du modèle sur le signal de marée

sur des images Synthetic Aperture Radar (SAR) sachant que sa géométrie et celle du lac étaient responsables du déphasage observé. Cependant elles ne sont pas encore assez précises pour le modèle qui est très sensible à ces dimensions (B. Galton-Fenzi, communication personnelle). Au final, au delà de $58^{\circ}S$, notre modèle régional de marée est 16% meilleur que CADA00.10, le deuxième modèle le plus précis dans cette région, alors que ce dernier assimile les trois marégraphes côtiers antarctiques et quatre GPS au Nord de l’AIS. Par ailleurs notre modèle est en meilleur accord avec les données *in situ* que le modèle de marée sous l’AIS le plus récent (HEMER *et al.* (2006)). Ces améliorations sont dues principalement à la nouvelle géométrie de la cavité créée pour ajuster au mieux la bathymétrie sous l’AIS entre les données GPS et le modèle *MOG2D/T-UGOm* dans les endroits où nous ne disposions pas de données bathymétriques.

	MOG2D	FES2004	TPXO7.0	GOT4.7	CADA00.10	CATS02.01
<i>M₂</i>						
T/P	0.6	0.6	0.6	0.6		
T/P 58°	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
<i>In situ</i>	0.8	1.3	1.2	1.0		
<i>In situ</i> $N58^{\circ}$	0.7	1.2	1.2	1.0		
<i>In situ</i> $S58^{\circ}$	0.9	2.3	1.3	1.0	1.1	1.3
<i>S₂</i>						
T/P	0.6	0.6	0.6	0.6		
T/P 58°	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
<i>In situ</i>	0.7	1.2	1.0	0.8		
<i>In situ</i> $N58^{\circ}$	0.5	0.6	0.8	0.7		
<i>In situ</i> $S58^{\circ}$	1.0	2.2	1.5	1.1	1.3	1.5
<i>K₁</i>						
T/P	0.7	0.7	0.7	0.7		
T/P 58°	0.7	0.6	0.7	0.6	0.7	0.7
<i>In situ</i>	0.7	1.2	0.8	0.9		
<i>In situ</i> $N58^{\circ}$	0.5	0.5	0.6	0.6		
<i>In situ</i> $S58^{\circ}$	1.0	2.2	1.2	1.4	1.0	1.3
<i>O₁</i>						
T/P	0.6	0.6	0.6	0.6		
T/P 58°	0.6	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
<i>In situ</i>	0.7	1.2	1.2	0.8		
<i>In situ</i> $N58^{\circ}$	0.5	0.5	0.6	0.5		
<i>In situ</i> $S58^{\circ}$	0.9	2.1	1.1	1.0	1.0	1.2

TAB. 2.6 – σ (en *cm*) pour chaque modèle et pour différents jeux de données. Les résultats sont présentés pour les quatre ondes de marée principales.
T/P : 331 points de croisement T/P situés entre $35^{\circ}S$ et $60^{\circ}S$, T/P $S58^{\circ}$: 60 points de croisement situés entre $58^{\circ}S$ et $60^{\circ}S$. *In situ* : toutes les données *in situ* (54 sites). *In situ* $N58^{\circ}$: données *in situ* au Nord de $58^{\circ}S$ (46 sites). *In situ* $S58^{\circ}$: données *in situ* au delà de $58^{\circ}S$ (18 sites).

2.4.4 Conclusion

Les comparaisons avec les données *in situ* et les données satellite T/P prouvent que les solutions de notre modèle régional de marée sont plus précises que celles issues des modèles globaux et circum-Antarctique assimilant ces données dans la région étudiée. Les résultats sont de très bonne qualité dans l'océan du large pour chacun des modèles, mais la haute résolution du maillage éléments finis utilisé et les travaux effectués sur la bathymétrie ont permis une meilleure représentation de la marée en région côtière. Sous l'AIS nous avons obtenu une RMS complexe de 2 cm, cette valeur est certes plus grande que celle obtenue dans l'océan du large (≈ 1 cm) mais elle apporte néanmoins une amélioration significative des solutions de marée dans cette région. Enfin nos solutions ont été obtenues avec un modèle sans assimilation de données et nous pouvons donc supposer que les solutions sont de bonne qualité au delà des observations utilisées pour la validation ce qui n'est pas le cas pour les modèles assimilant ces données. La précision des solutions obtenues dans l'océan profond comme en côtier démontre la capacité du modèle à améliorer notre connaissance de la marée lorsque la bathymétrie et le trait de côte utilisés sont précis.

2.5 Validation de la simulation en réponse au vent et à la pression atmosphérique

Après les marées, le forçage météorologique, généré par le vent et la pression atmosphérique, est généralement responsable de la plus grande contribution aux mouvements de la surface océanique. Plusieurs processus océaniques caractéristiques se distinguent dans la réponse à ce forçage, à commencer par l'effet du baromètre inverse (BI), qui traduit la réponse isostatique de l'océan aux variations de pression atmosphérique : le niveau de la mer diminue (respectivement augmente) d'environ 1 *cm* lorsque la pression croît (respectivement décroît) de 1 *mbar* (JEYFFREYS (1916), DOODSON (1923), WUNSCH et STAMMER (1997)). Par le passé, les fluctuations de la pression sur la surface des océans étaient modélisée en utilisant l'approximation du BI (GILL et NILER (1973), CHELTON et ENFIELD (1986)). Cette approximation implique que les gradients de hauteur de mer compense les gradients horizontaux des champs de pression atmosphérique (GILL (1982)). Cependant, la modélisation de cet effet, directement prévisible par la connaissance précise des variations de pression atmosphérique, ne décrit qu'une partie de la réponse océanique au forçage météorologique (CARRÈRE et LYARD. (2003)) : il n'y a pas de courants associés avec les gradients de hauteur de mer engendrés par la pression atmosphérique. En réalité des mouvements des masses d'eau sont engendrés soit par cette réponse statique, soit par l'action du vent, redistribuant ainsi l'énergie dans l'océan, et générant une réponse dynamique d'amplitude généralement comparable à celle due à l'effet du baromètre inverse. Cependant, pour interpréter les observations du niveau de la mer, il faut en distinguer les différents signaux qui les composent et leur signature. Ainsi, il est nécessaire de corriger au mieux ces données de la réponse barotrope haute fréquence de l'océan aux forçages météorologiques.

Dans cette partie nous mettons en place et validons la simulation régionale de réponse de l'océan aux forçages atmosphériques. Nous évaluons d'abord la sensibilité du modèle à ces forçages, puis à la présence de glace saisonnière et permanente. Enfin, nous quantifions l'apport du modèle régional par rapport à deux simulations globales effectuées avec le modèle *MOG2D/T-UGOm*.

2.5.1 Influence des différents forçages

Les sources d'erreurs principales pour le modèle *MOG2D/T-UGOm* dans une configuration de réponse aux forçages atmosphériques proviennent des incertitudes sur ces forçages, sur la bathymétrie (MOURRE (2004)), ou encore sur les conditions aux limites. Dans le chapitre 2.2 nous avons quantifié les erreurs de la réponse du modèle barotrope de marée aux incertitudes de bathymétrie. Nous ne reconsidérons donc pas ici son impact et par la suite nous utilisons la bathymétrie ayant fournit les meilleurs résultats en terme de statistiques pour les comparaisons du modèle de marée avec les données.

2.5.1.1 Forçages atmosphériques

Deux types de forçages atmosphériques ont été utilisés pour quantifier l'impact de ceux-ci sur les résultats du modèle. Ils proviennent tous les deux du centre européen pour les prévisions météorologiques (ECMWF) et contiennent les vitesses du vent à 10 mètres

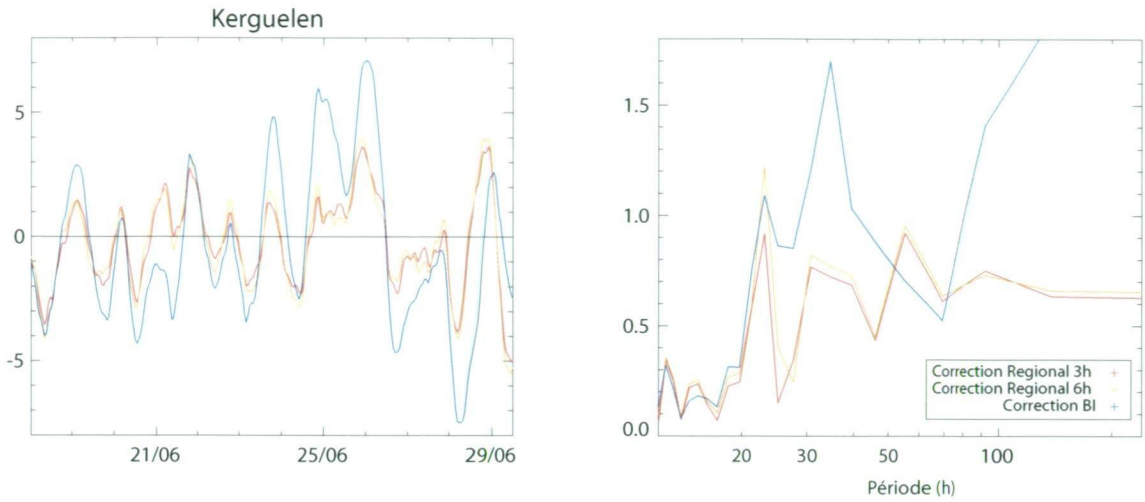


FIG. 2.13 – A gauche : données du marégraphe de Kerguelen corrigées du modèle régional $simuPV_{6h}$ forcé avec les champs à $6h$ (orange), du modèle régional $simuPV_{3h}$ forcé avec les champs à $3h$ (rouge) et du baromètre inverse (bleu). Les élévations sont filtrées entre $12h$ et $10j$. Les amplitudes (cm) sont représentées pour le mois de juin 2001. A droite : spectres associés (cm) pour des périodes comprises entre $12h$ et $240h$.

et la pression atmosphérique rapportée au niveau moyen des mers qui sont les paramètres utilisés dans le cadre de la modélisation de la réponse barotrope haute fréquence à ces forçages. Ces champs sont interpolés manière bilinéaire sur le pas de temps du modèle. Le premier jeu de forçage est issu de la réanalyse ERA-40 qui couvre la période 1957-2002. Il contient les champs de vitesse et de pression sur une grille régulière $1/2^\circ$ analysés toutes les $6h$. Le second forçage, disponible à partir de 2001, possède une résolution au $1/4^\circ$. Les champs sont analysés toutes les 6 heures (00 UTC, 06 UTC, 12 UTC, 18 UTC) et contiennent également des prévisions à $3h/9h$ et $15h/21h$ calculés à partir des champs analysés à $0h$ et $12h$ respectivement.

Pour évaluer l'influence des forçages nous avons réalisé deux simulations sur l'année 2001 ayant pour seule différence en entrée le champ de forçage utilisé. La simulation utilisant les champs à $6h$ et au $1/2^\circ$ (respectivement $3h$, $1/4^\circ$) est notée $simuPV_{6h}$ (respectivement $simuPV_{3h}$). Les sorties du modèle ont été comparées avec les 6 marégraphes côtiers de la zone d'étude (Kerguelen, Crozet, Saint-Paul, Davis, Mawson et Zhongshan). Dans le cadre des comparaisons du modèle forcé par les champs atmosphériques avec les données marégraphiques, chaque marégraphe a été préalablement corrigé de la marée à l'aide d'une prédiction de marée effectuée avec 76 ondes (ondes longues périodes comprises). Ces ondes ont été déterminées avec une analyse harmonique des séries temporelles. La figure 2.13 représente les élévations du marégraphe de Kerguelen corrigées du modèle forcé avec les différents champs ECMWF d'une part et corrigées du BI d'autre part. Nous remarquons tout d'abord l'apport de la correction dynamique du modèle par rapport à l'approximation statique du BI. La prise en compte des effets dynamiques permet une meilleure réponse de l'océan aux forçages atmosphériques pour des périodes comprises entre $0.5j$ et $10j$ (période non filtrée), et ceux pour toutes les gammes de fréquence (Fig. 2.13, droite). La figure 2.13 permet surtout de mettre en

2.5. Validation de la simulation en réponse aux forçages atmosphériques

évidence l'impact de la résolution des forçages atmosphérique sur les sorties de modèle : avec les champs à 3h au 1/4°, les amplitudes du signal observé corrigé du modèle sont globalement plus faibles. Une résolution plus fine des champs atmosphériques permet donc une meilleure représentation de la réponse de l'océan à ces forçages. Cela est dû à une meilleure réponse du modèle forcé par les champs plus haute résolution spatio-temporelle pour les très courtes périodes (entre 0.5j et 3j) comme le montre des spectres des différences entre les données du marégraphe de Kerguelen et les réponses barotropes aux différents forçages (Fig. 2.13, gauche). Pour les marégraphes de Saint-Paul, Davis et Zhongshan, cet apport est assez peu significatif. Pour les stations de Kerguelen, Crozet et Mawson, la variance corrigée du modèle utilisant les forçages plus haute résolution est réduite de $\approx 3\%$, dû à une réponse dynamique aux vents plus importante dans ces régions.

2.5.1.2 Influence de la glace permanente et saisonnière

Le modèle permet de prendre en considération la couverture de glace saisonnière dans les simulations forcées par les champs atmosphériques : lorsqu'il y a présence de glace, le coefficient de frottement est doublé pour tenir compte des frottements à l'interface eau/glace. Pour se faire, le modèle lit un fichier d'entrée dans lequel sont spécifiés les

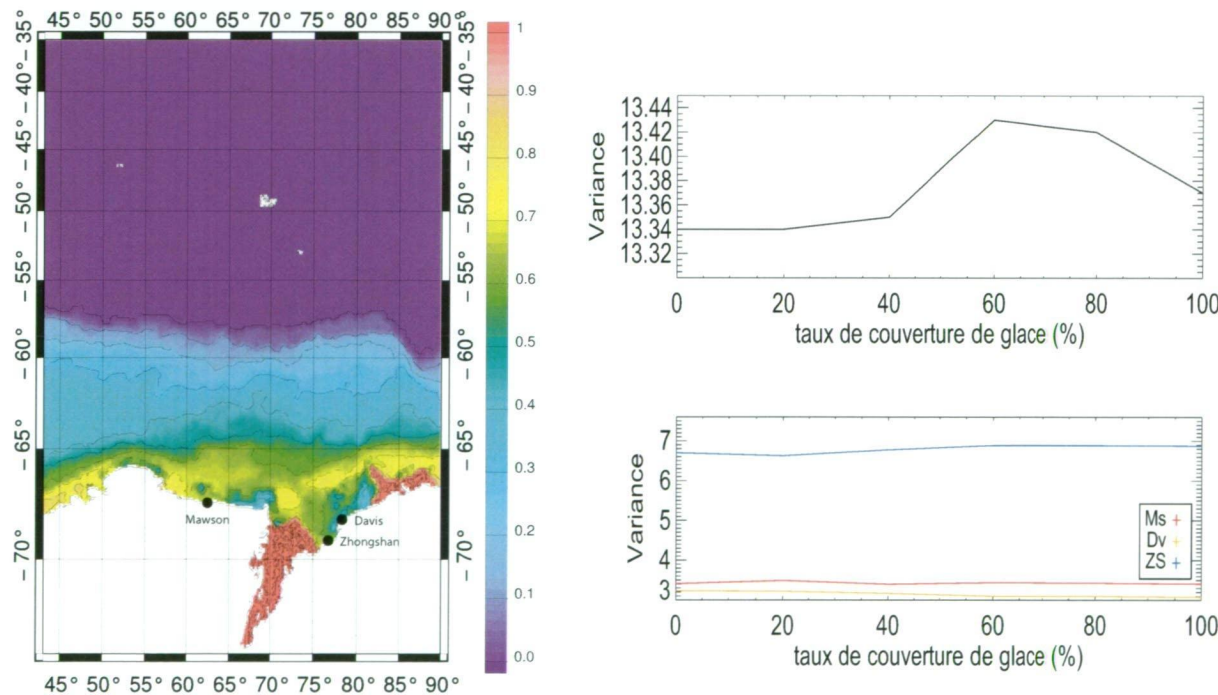


FIG. 2.14 – A gauche : moyenne de la couverture de glace sur l'année 2002. La valeur 1 correspond à 100% de présence de glace, soit de la glace permanente. A droite : variance (cm^2) entre le modèle et les marégraphes côtiers antarctiques pour les périodes comprises entre 0,5 jours et 20 jours en fonction du taux de couverture de glace calculé à partir des données NSIDC (COMISO (2004)). La figure du haute est la somme pour les trois marégraphes antarctiques, tandis que la figure du bas présente les statistiques pour chacun des marégraphes séparément.

noeuds où il y a présence de glace, et le nombre de jours par an où cette glace est présente. Il fait ensuite évoluer la glace de manière saisonnière d'après une année type calculée avec les données IceSat (GLOERSEN *et al.* (1992)).

Pour quantifier l'impact de la couverture de glace nous avons effectué plusieurs simulations prenant en compte un taux de glace saisonnière à chaque fois différent. Pour cela, nous avons effectué plusieurs simulations ($simuPV_{AIS, X\%}$) dans lesquelles la couche de glace est permanente sous l'AIS, et le taux de glace saisonnière est supérieur ou égal à $X\%$ par an (un taux de glace saisonnière de 100% correspond donc à une glace permanente). La figure 2.14 représente la moyenne de la couverture de glace sur l'année 2002 (année sur laquelle les tests sont effectués), et donc à la simulation $simuPV_{AIS, 0\%}$ où l'on considère toute la couverture de la glace saisonnière. Nous avons calculé les variances entre les trois marégraphes côtiers antarctiques et le modèle. La figure 2.14 représente l'évolution de la variance entre le modèle ($simuPV_{AIS, X\%}$) et les observations cumulée sur les marégraphes autour de l'Antarctique pour les périodes comprises entre 0, 5 jours et 20 jours.

Nous notons tout d'abord que la somme des variances est largement influencée par la variance entre le modèle et le marégraphe de Zhongshan qui semble plus sensible à la prise en compte de la couverture de glace. Toutefois, la différence entre le minimum de variance cumulée et son maximum est à peine supérieure au millimètre. Nous pouvons donc considérer que, malgré au minimum local pour 0% de couverture de glace, la glace saisonnière n'a aucune influence sur les résultats du modèle. Dans la suite de l'étude de la réponse du modèle aux forçages atmosphériques nous prendrons en considération la glace permanente sous l'AIS, car les frottements entre l'océan et la plate-forme sont non négligeables dans cette région, mais nous ne considérerons pas la présence de glace saisonnière car ces effets ne sont pas significatifs sur le modèle.

2.5.2 Comparaisons avec les courants *in situ*

La comparaison des courants issus du modèle avec les courants *in situ* est bien plus complexe pour l'étude de la réponse de l'océan aux forçages atmosphériques que pour celle de la réponse à la marée. En effet, dans l'océan, les courants de marée sont uniformes sur toute la colonne d'eau alors que les courants en réponse aux forçages atmosphériques sont inhomogènes : ils sont très intenses dans les couches superficielles de l'océan et sont beaucoup plus faibles dans les couches plus profondes. Cependant, dans le modèle barotrope, les courants sont moyennés sur toute la profondeur et sont donc homogène le long de la colonne d'eau. Pour comparer les courants observés avec ceux issus du modèle, il faut d'abord retirer les courants de marée dans les observations à l'aide d'une analyse harmonique, et ensuite moyenner les courants résiduels sur toute la colonne d'eau pour effectuer une comparaison consistante avec les courants modélisés. Pour cela il faut donc que, pour chacune des positions des données, il y ait suffisamment de cellules d'observation suivant la profondeur pour bien représenter la colonne d'eau. En particulier, il est nécessaire d'avoir un bon échantillonnage des couches superficielles de l'océan, là où les forçages atmosphériques influent le plus sur la dynamique de l'océan. Ainsi en moyennant les courants observés sur toute la profondeur, on obtient des vitesses comparables à celles fournies en sortie par le modèle qui sont elles homogènes sur toute la profondeur.

2.5. Validation de la simulation en réponse aux forçages atmosphériques

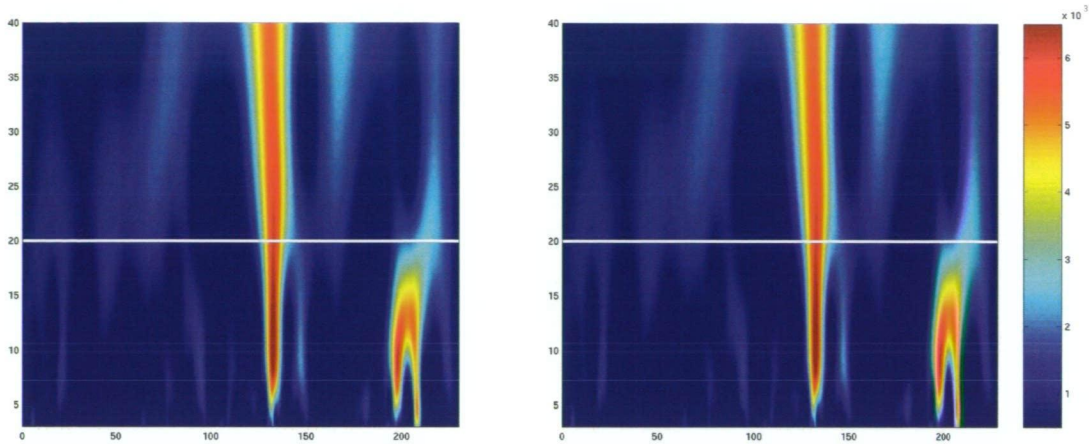


FIG. 2.15 – Décomposition en ondelette du module des courants observés (gauche) et modélisés (droite). Les résultats sont montrés à partir du 01/01/2005 pour une durée de 230 jours. La période correspondant à 20 jours est superposée en blanc. On considère que pour des périodes plus petites que 20 jours le signal est principalement barotrope.

Pour les courantomètres déployés dans le cadre du projet AMISOR, chaque courantomètre possède entre une et cinq cellules d'observation réparties le long de la colonne d'eau. Cet échantillonnage est donc insuffisant pour pouvoir effectuer des comparaisons avec le modèle. En ce qui concerne les deux ADCP positionnées pendant la campagne KEOPS, ils possèdent 46 cellules d'enregistrement tous les 10 *m*. Cependant les mesures effectuées sur le talus du plateau Kerguelen commencent à 110 *m* de profondeur et ne représentent donc pas les effets liés aux forçages atmosphériques dans les premières couches de l'océan, là où ils sont très importants. Nous réduisons donc notre comparaison avec le courantomètre situé sur le plateau de Kerguelen (ADCP1, Fig. 2.2, droite). Pour cet ADCP, il n'y a plus de cellule d'enregistrement au delà de 453 *m*. Nous avons donc fait l'approximation qu'entre cette profondeur et le fond de l'océan les courants étaient les mêmes que ceux mesurés pour la cellule la plus profonde. Pour que les comparaisons soient consistantes, nous avons appliqué un filtre passe-bande entre 12 heures et 20 jours (on suppose qu'un tel filtre permet de retirer la composante barocline du signal) aux courants observés et modélisés. Nous obtenons une déviation standard de 0,49 $m.s^{-1}$ et une moyenne de 0,80 $cm.s^{-1}$ pour les observations. Les valeurs obtenues pour les courants du modèles filtrés de la même manière (0,45 $cm.s^{-1}$ et 0,73 $cm.s^{-1}$) est du même ordre de grandeur. La figure 2.15 représente une décomposition en ondelettes du module des courants observés et modélisés sans aucun filtre temporel. Les deux signaux présentent de forts niveaux d'énergie pour les périodes plus petites que 20 jours et semblent moins énergétiques pour les périodes plus grandes. Le modèle représente correctement les événements fortement énergétiques à 120 jours et à 200 jours pour les périodes plus petites que 20 jours, i.e. pour les périodes où la dynamique est supposée être principalement barotrope. Au delà de 20 jours, le modèle ne peut pas représenter la partie barocline du signal, ce qui explique les différences observées. Malgré la difficulté que cela représente de comparer les vitesses simulées par un modèle barotrope forcée par

de champs météorologiques et les vitesses observées, la figure 2.15 met en évidence la capacité du modèle à bien reproduire les courants barotropes mesurés.

2.5.3 Comparaisons avec les modèles globaux et l'approximation du baromètre inverse

Pour mettre en évidence l'apport du modèle régional pour la réponse de l'océan aux forçages météorologiques, nous l'avons comparé avec l'approximation du baromètre inverse et deux modèles globaux *MOG2D/T-UGOm*. Le premier, noté *MR* pour résolution médium, est constitué de 84400 mailles de type élément fini et est forcé avec les champs ECMWF à 6h (CARRÈRE et LYARD. (2003)). Le second (*HR*), réalisé au cours de cette thèse, possède une résolution accrue (plus de 247000 mailles) et est forcé avec les champs atmosphériques plus haute résolution à 3h. Le tableau 2.7 synthétise les comparaisons statistiques de la variance du signal observé non corrigé, corrigé du baromètre inverse (BI) calculé avec les forçages ECMWF à 3h, corrigé du modèle global *MR*, corrigé du modèle global *HR* et corrigé de notre modèle régional. Les résultats sont calculés pour la gamme de période comprises entre 12h et 20j pour ne garder que la composante barotrope contenue dans les observations et les statistiques sont calculées sur l'année 2002.

Pour la totalité des stations le modèle régional permet une meilleure description de la réponse de l'océan au forçage atmosphérique que l'approximation du BI. Pour le marégraphe de Port-aux-Français, la correction du BI réduit la variance de 79% et le modèle la réduit de 95%. Autour de l'Antarctique, la correction du modèle réduit de près de 10% la variance du signal corrigé du BI. Dans ces deux cas où les effets dynamiques du forçage atmosphérique sont importants, on met ainsi en évidence l'apport du modèle pour la description de l'océan aux forçages météorologiques comparée à l'approximation du BI. Par ailleurs, notons que la solution du modèle se distingue peu de la réponse au BI pour le marégraphe de Saint-Paul qui est une station soumise à des vents plus faibles et à de plus variations de la pression atmosphérique.

	Signal total non corrigé	Signal corrigé avec :			
		Baromètre Inverse	Global MR (3h)	Global HR (6h)	Régional (6h)
Kerguelen	102.3	21.4	12.7	6.9	4.9
Crozet	56.4	16.2	15.8	13.6	13.4
Saint Paul	54.3	12.9	10.8	9.6	9.6
Davis	74.8	11.0	7.4	9.8	5.3
Mawson	72.1	11.3	5.3	3.5	3.5
Zhongshan	64.9	10.7	5.5	5.4	4.4

TAB. 2.7 – Variance (cm^2) pour les différents marégraphes côtiers avant et après correction. Les résultats sont exposés pour de périodes comprises entre 0,5 et 20 jours pour l'année 2002.

2.5. Validation de la simulation en réponse aux forçages atmosphériques

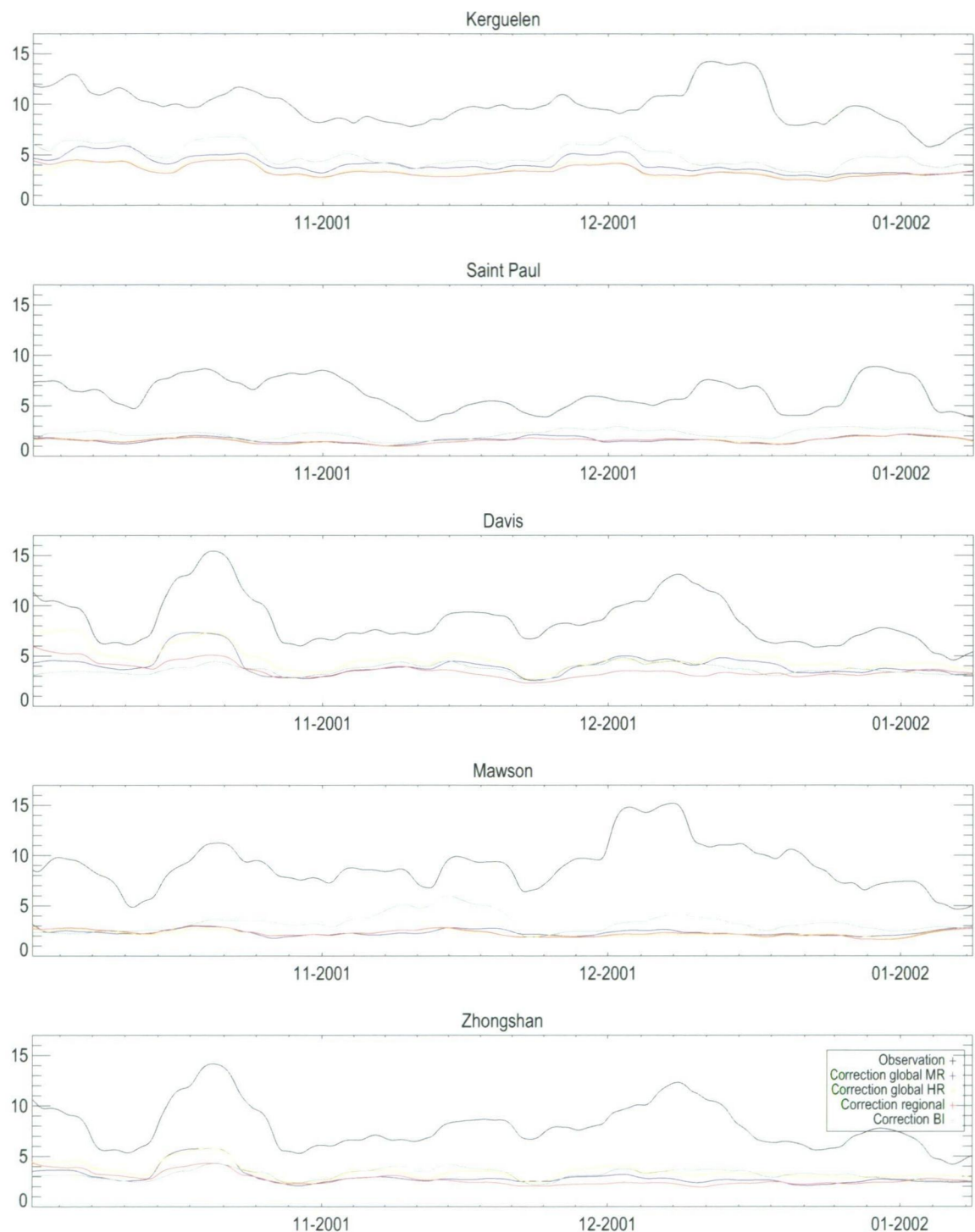


FIG. 2.16 – Amplitudes de la variabilité haute fréquence pour les observations non corrigées (noir), corrigées du modèle global forcé avec les champs à 6h (bleu), du modèle global (jaune) et régional (rouge) forcé avec les champs à 3h et du baromètre inverse (vert). Amplitudes en *cm*.

Les statistiques obtenues s'expliquent par le fait que : (1) la modélisation dynamique des effets barotrope en réponse aux forçages atmosphériques offre une meilleure description que la réponse statique du baromètre inverse, (2) les forçages atmosphériques plus haute résolution permettent une meilleure modélisation de la réponse de l'océan à ces forçages, (3) la modélisation régionale permet une meilleure représentation de ces effets. La figure 2.16 permet d'illustrer l'apport du modèle régional par rapport au BI et aux modèles globaux. Elle représente l'évolution des amplitudes des données non corrigées et corrigées dans la bande des hautes fréquences. Les amplitudes ont été filtrées entre 0.5 et 20 jours, ce qui permet de s'affranchir des processus baroclines contenus dans les observations et qui ne sont pas modélisés par *MOG2D/T-UGOm*. Elles ont alors été filtrées avec un filtre passe-bas pour enlever le bruit dans le signal, le tout selon la formule suivante :

$$\text{Variabilité haute fréquence} = \sqrt{\text{Filtre}_{10\text{jours} < T} \left([\text{Filtre}_{0.5 < T < 20\text{jours}}(\text{signal})]^2 \right)}$$

On remarque que toutes les corrections, statiques ou dynamiques, régionales ou globales, réduisent significativement l'énergie haute fréquence contenue dans les observations. Cependant aux marégraphes de Kerguelen et de Mawson, les élévations issues des modèles dynamiques expliquent une plus grande partie du signal observé dans les hautes fréquences que le BI. Au contraire, sur le fort événement énergétique qui apparaît à la fin d'octobre 2001 dans les données des marégraphes de Davis et Zhongshan, la correction du BI est plus efficace que celles des modèles globaux ; les effets du modèle régional sont, quant à eux, similaires à ceux du BI pour cet événement. Le modèle régional permet donc de mieux réduire l'énergie haute fréquence contenue dans les données et cette réduction reste stable dans le temps, même lors de périodes fortement énergétiques. Son apport par rapport au modèle global *MR* s'explique notamment par l'utilisation de champs atmosphériques plus haute résolution. Le fait que le modèle régional fournisse de meilleurs résultats que le modèle global haute résolution utilisant les mêmes champs atmosphériques s'explique par le fait que la bathymétrie a été localement régénérée pour notre modélisation. Dans la baie du Morbihan, cela s'explique aussi par la meilleure résolution du maillage qui permet de mieux représenter la géométrie de la baie. (Fig. 2.17).

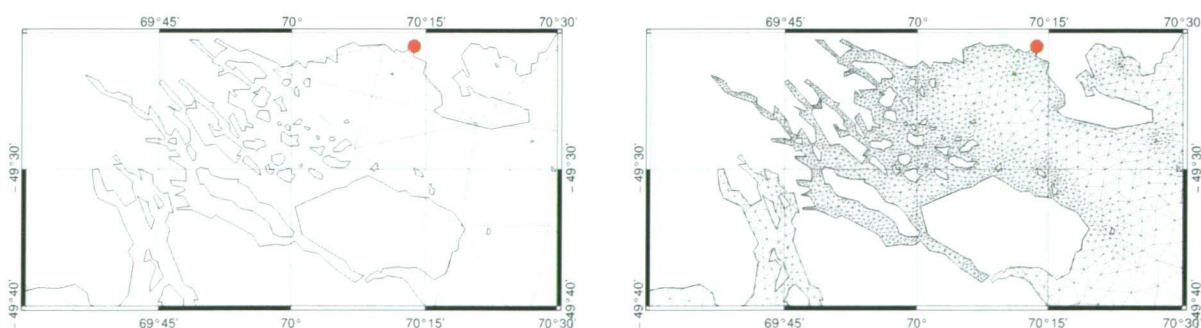


FIG. 2.17 – Extrait du maillage global haute résolution (gauche) et régional (droite) dans de la baie du Morbihan. La géométrie de la baie est représentée par 4 mailles dans le modèle global contre plus de 2000 mailles dans le modèle régional.

2.5. Validation de la simulation en réponse aux forçages atmosphériques

Les écarts persistants entre les sorties du modèle et les observations peuvent être expliqués par :

- les incertitudes dans les forçages atmosphériques, notamment dans les régions de fortes latitudes, et leur résolution spatiale et temporelle encore assez faible,
- les erreurs, même faibles, dans la bathymétrie (MOURRE *et al.* (2004)),
- les limitations dues à la représentation barotrope de l’océan qui ne rend pas compte de tous les processus observés dans les données.

Malgré cela, nous pouvons conclure sur le fait que le modèle régional représente convenablement la réponse barotrope haute fréquence de l’océan aux effets météorologiques.

2.5.4 Apport du modèle régional sur la résolution de la dynamique

Au cours des années 2007-2008, plusieurs mouillages ont été placés autour des côtes des îles Kerguelen, et plus particulièrement dans la baie du Morbihan (Fig. 2.18). Ces mouillages ont la particularité d’avoir une très faible période d’échantillonnage ($2min$). Le spectre des élévations de ces derniers indique la présence d’une onde à $4.2h$ (Tab. 2.8). Pour voir si les modèles pouvaient reproduire cette dynamique, nous avons effectué une modélisation globale HR et régionale sur 10 jours (début Janvier 2005) avec un enregistrement des solutions toutes les $10min$.

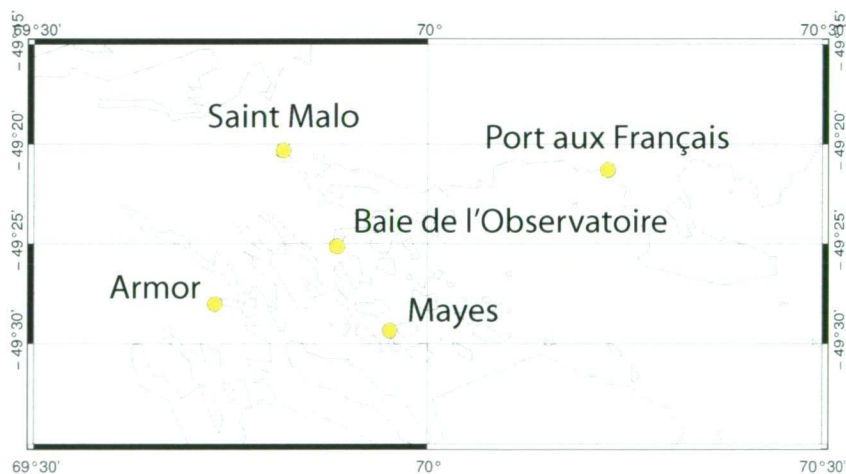


FIG. 2.18 – Positions et noms des mouillages ayant un enregistrement toutes les deux minutes.

Nous remarquons tout d’abord que la résolution trop faible du modèle global ne permet pas d’effectuer d’extraction à Armor. A part pour cette station, l’analyse des deux simulations montre également des amplitudes distinctes à $4.2h$. Les amplitudes reproduites par le modèle régional sont assez proches de celles observées pour les mouillages situés à la Baie de l’Observatoire, à Mayes et Armor. Elle est cependant sous-estimée de 50% à Saint-Malo. Malgré cela, le modèle régional reproduit beaucoup mieux les amplitudes observées à $4.2h$ que le modèle global. Nous avons calculé les amplitudes et phases

à 4.2h pour les deux modèles dans la baie du Morbihan. Les résultats sont représentés sur la figure 2.19. Dans le modèle régional on voit une intensification des élévations pour l'onde à 4.2h à l'entrée de la baie. Ces amplifications sont accompagnées d'un brusque changement de phase.

	Données <i>in situ</i>	Modèle régional	Modèle global
Mayes	0.81	0.66	0.11
Armor	1.50	1.05	-
Saint-Malo	1.24	0.60	0.37
Baie de l'Observatoire	0.86	0.60	0.12

TAB. 2.8 – Amplitudes (*cm*) du spectre du signal à 4.2h.

Les schémas d'amplitude et de phase de l'onde à 4.2h laisse penser que le phénomène observée est une onde de résonance ou une onde de seiche liée aux grandeurs caractéristiques de la Baie du Morbihan. Cette hypothèse est renforcée par le fait que l'onde n'est pas présente dans les données du mouillage de Fleuriat, situé dans une baie du Nord des îles Kerguelen. Un modèle simple de résonance de bassin est une onde stationnaire ayant un noeud à l'entrée de la baie et un ventre au fond de celle-ci. Ce mode est en fait le mode fondamental (mode dominant), dont la période T_0 est 4 fois le temps de trajet entre la côte et l'entrée de la baie. Cette période est donnée par (MUNK (1962)) :

$$T_0 = 4 \int_{p_0}^{p_1} \frac{dx}{c(x)} \quad (2.11)$$

où dx est la distance depuis le fond de la baie (p_0) jusqu'à l'entrée de la baie (p_1), et $c(x)$ est la vitesse de l'onde. Dans le cas des ondes *shallow water* $c(x) = \sqrt{gH(x)}$. En schématisant simplement la Baie du Morbihan comme un bassin de longueur L de 33 km et de profondeur moyenne $H = 35$ m, on obtient une période de seiche de 3.9h qui est très proche de la période de 4.2h observée dans les sorties du modèle régional et dans les données des mouillages. La modélisation régionale, contrairement à la modélisation globale, a donc permis de reproduire l'onde à 4.2h présente dans les données.

2.5.5 Conclusion

Nous avons donc mis en place et validé un modèle régional dans l'océan Indien Austral de réponse barotrope de l'océan aux forçages atmosphériques. Ce modèle offre une meilleure description que l'approximation du baromètre inverse et que les modèles globaux *MR* (CARRÈRE et LYARD. (2003)) et *HR* mis en place dans le cadre de cette thèse. Cela s'explique par le fait que (1) la modélisation barotrope permet de reproduire les effets statiques et dynamiques engendrés par le forçage météorologique, (2) les forçages atmosphériques plus haute résolution permettent une meilleure modélisation de la réponse de l'océan à ces forçages, (3) la modélisation régionale, par le biais d'un maillage plus haute résolution, permet une meilleure représentation de ces effets. Toutes ces améliorations combinées, la modélisation régionale permet alors de réduire l'énergie

2.5. Validation de la simulation en réponse aux forçages atmosphériques

haute fréquence contenue dans les observations et de mieux représenter les élévations observées par les marégraphes.

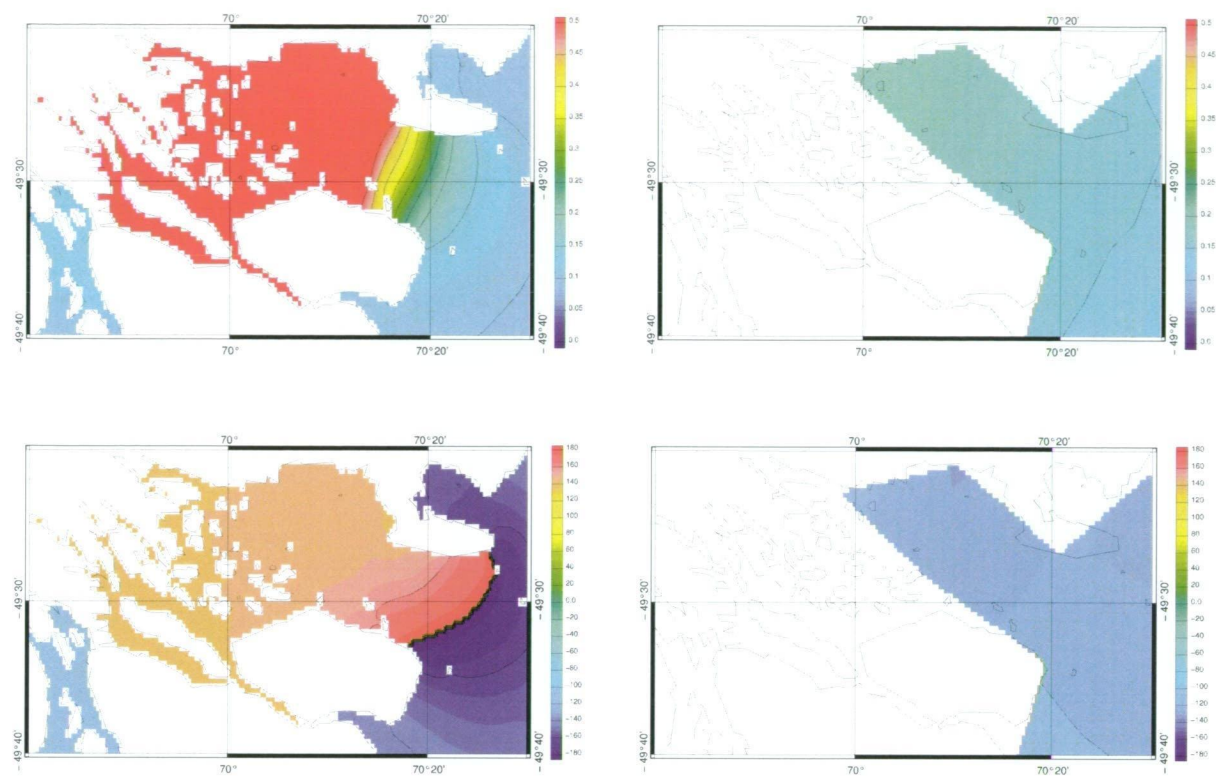


FIG. 2.19 – Amplitudes (haut) et phases (bas) à 4.2h pour le modèle régional (gauche) et global (droite).

Chapitre 3

Étude des simulations de référence

Sommaire

3.1	Simulation de marée de référence	88
3.1.1	Élévations de marée	88
3.1.2	Courants de marée	90
3.1.3	Énergie de marée	94
3.1.4	Conclusion	98
3.2	Étude de la réponse barotrope de l’océan aux forçages atmosphériques	99
3.2.1	Introduction	99
3.2.2	Circulation barotrope et transport associé	100
3.2.3	Modes et causes de la variabilité des élévations de surface	105
3.2.4	Conclusion	109
3.3	Influence du mélange latéral sur la croissance du phyto-plancton : distribution dans la région du plateau Kerguelen (Maraldi C., Mongin M., Testut L., Coleman R., <i>Deep-Sea Research</i>, 2008, accepted)	111
3.3.1	Introduction	112
3.3.2	Data and Model	114
3.3.3	Methods	115
3.3.4	Validation of model currents	116
3.3.5	Results	116
3.3.6	Discussion	120
3.3.7	Conclusions	123

3.1 Simulation de marée de référence

Une simulation utilisant les meilleurs paramètres décrits dans la section 2.3 a été effectuée. Les élévations de cinq ondes semi-diurnes (M_2 , S_2 , K_2 , N_2 , $2N_2$), quatre ondes diurnes (K_1 , O_1 , P_1 , Q_1) et trois ondes longues périodes (Mf , Mm , Mtm) ont été forcées aux frontières ouvertes à partir de la solution globale FES2004 (LYARD *et al.* (2006)). Chacune de ces composantes a été obtenue à l'aide d'une analyse harmonique au bout d'un an de simulation afin de bien séparer chacune des ondes modélisées. Par ailleurs six ondes non linéaires non forcées aux frontières ont été résolues par analyse harmonique (M_4 , MS_4 , MN_4 , S_4 , N_4 , MKS_2) et huit ondes de marée ont été résolues par la méthode des admittances (L_2 , Mu_2 , Nu_2 , R_2 , T_2 , E_2 , J_1 , La_2). Dans cette partie nous analysons les solutions de marée dans l'océan Indien Austral. Cette analyse passe par l'étude des élévations et des courants de marée et se termine par un bilan de l'énergie de marée dans la région d'étude.

3.1.1 Élévations de marée

La variabilité de l'élévation due à la marée peut être caractérisée par la déviation standard des élévations de marée h sommées sur tous les constituants. Cette valeur ne prend pas en considération les phases des différentes ondes de marée mais permet de donner des informations robustes sur les zones de fortes variabilité des élévations de marée. Cette grandeur, notée σ_{maree} , est calculée de la manière suivante en chaque point (x, y) du domaine :

$$\sigma_{maree}(x, y) = \sqrt{\sum_{n=1}^{\text{Nombre de constituants}} h_n^2(x, y)}$$

Généralement, la différence entre les minima et les maxima consécutifs de marée est de l'ordre de $2\sigma_{maree}$ (PADMAN *et al.* (2002)). La figure 3.1 représente σ_{maree} sur le domaine d'étude. Sa distribution peut être divisée en plusieurs parties : une région de faible amplitude de marée à l'Ouest du plateau des Kerguelen, une région de plus fortes amplitudes à l'Est du plateau et le long de la côte Antarctique, elle-même subdivisée en deux parties avec un minimum local à l'Est de Fawn Trough, et deux régions de fortes amplitudes que sont l'AIS ($\sigma_{maree} \approx 66 \text{ cm}$) et l'Est des îles Kerguelen avec un maximum de 62 cm . Cette répartition de la marée peut être expliquée par celle de ses principaux constituants (M_2 , S_2 , K_1 , O_1) qui représentent plus de 80% de la variabilité due à la marée (LE PROVOST (2001)). Nous réduisons donc notre étude à celle de ces quatre ondes principales de marée par la suite.

Les structures principales de l'onde M_2 (Figure B.1, annexe B) sont conformes à celles des solutions existantes dans la littérature (LE PROVOST et LYARD (1993), PADMAN *et al.* (2002)). La distribution de l'onde M_2 est dominée par deux points amphidromiques, l'un situé au Nord Ouest des îles Kerguelen, à une distance de 8 km de l'île principale (LE PROVOST et LYARD (1993)), et l'autre situé à l'Ouest de l'Amery Ice Shelf, le long de la côte Antarctique (PADMAN *et al.* (2002)). Dans la partie Nord du plateau des Kerguelen, la circulation s'effectue dans le sens trigonométrique autour des îles Kerguelen. Les amplitudes à l'Est des îles sont très fortes et s'amplifient dans la baie du Morbihan

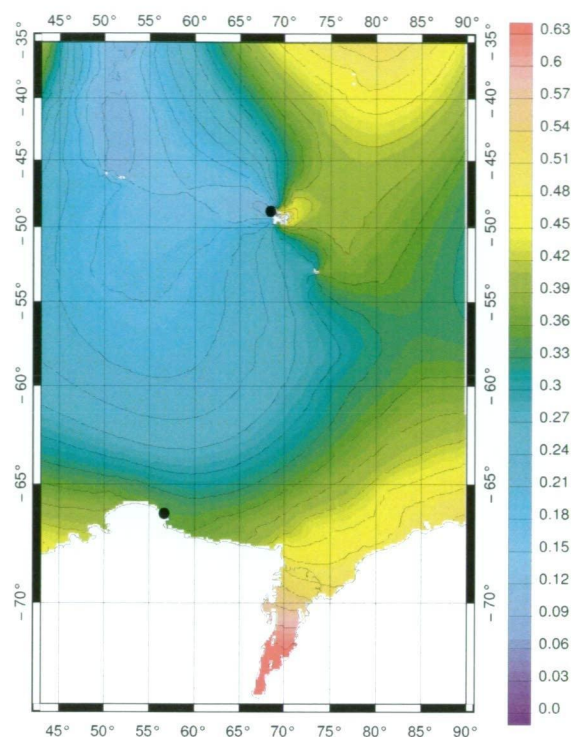


FIG. 3.1 – Distribution de la déviation standard des élévations de marée (en mètres). En noir : position des deux points amphidromiques de M_2 .

pour y atteindre un maximum de 55 *cm*. Dans la partie Nord-Est de la région d'étude, autour des îles Amsterdam et Saint-Paul, les amplitudes augmentent également pour parvenir à des valeurs supérieures à 40 *cm*. Autour de l'Antarctique, dans une zone délimitée à l'Ouest par le point amphidromique et à l'Est par la limite du domaine, l'onde M_2 se propage en direction de l'Est. Sous l'AIS les amplitudes s'amplifient fortement et passent d'environ 20 *cm* à l'entrée de la cavité à plus de 30 *cm* à son extrémité Sud, soit plus de 10 *cm* sur une distance de 600 *km*. Les isolignes de phase de marée sont quasiment parallèles dans la partie Nord de cette région, ainsi la marée se propage comme une onde progressive et la célérité C de l'onde de marée est équivalente à celle d'une onde de gravité en eau peu profonde soit $C = \sqrt{gh}$. La distance entre les isolignes de 1° y est d'environ 13 *km*, ce qui correspond bien à la hauteur de colonne comprise entre 300 *m* et 800 *m* dans cette région.

La distribution générale de l'onde S_2 (Figure B.2, annexe B) diffère de celle de l'onde M_2 . Elle reste assez proche dans certaines régions, comme autour des îles Kerguelen où l'on retrouve un point amphidromique à l'Est de l'île principale et des maxima d'amplitudes à l'Ouest avec une amplification de celles-ci dans la Baie du Morbihan. Au Nord de l'île Crozet et autour des îles Saint-Paul et Amsterdam les structures des deux ondes sont également assez similaires avec une distribution des minima et maxima d'amplitude identique et une augmentation des amplitudes au Nord-Est de la région d'étude. Cependant les structures de S_2 sont très différents de celles de M_2 au Sud-Ouest du plateau des Kerguelen et le long du continent Antarctique. Dans ces régions, la marée S_2 est fortement influencée par la présence d'un point amphidromique situé à $63^\circ 15'E/58^\circ 95'S$.

3.1. Simulation de marée de référence

Sa position permet la propagation d'Est en Ouest le long de la côte Antarctique. Enfin cette onde évolue de la même manière que M_2 sous l'AIS, avec des variations similaires en amplitude et en phase.

La distribution de l'onde principale diurne K_1 (Figure B.6, annexe B) diffère fortement de celle des ondes semi-diurnes sur le domaine. Au Nord de $58^\circ S$ les amplitudes sont assez faibles et ne dépassent pas les 10 cm. Au delà de l'aspect uniforme de la marée dans cette région, on discerne des structures complexes sur la partie Nord du plateau des Kerguelen. On distingue un minimum local dû à un point amphidromique à l'Ouest des îles Kerguelen, deux autres minima au Nord de ce point et à l'Ouest des îles et deux maxima locaux sur la côte Est des îles Kerguelen et Heard. Au Sud de cette latitude et au fur et à mesure que l'on s'approche des côtes Antarctiques, les amplitudes de K_1 augmentent suivant des isolignes parallèles dont la disposition est quasiment zonale. Dans le Sud de la région d'étude, l'onde K_1 joue d'ailleurs un rôle dominant dans la variabilité de surface due à la marée (plus de 45% au Sud de 60°). Cependant l'amplification de la marée K_1 sous l'AIS est moins importante que celle des ondes semi-diurnes et son amplitude à l'extrémité Sud de la plate-forme de glace est légèrement inférieure à celle de M_2 et S_2 , alors qu'elle est supérieure de 5 cm et 6 cm respectivement au niveau du front.

Les élévations de O_1 (Figure B.7, annexe B) sont assez similaires à celles de K_1 , surtout dans la moitié Sud de la région d'étude. Au Nord Ouest, il y a un minimum autour duquel s'effectue la distribution de la marée dans cette région. Sur toute la région Ouest des îles Kerguelen et Heard les isolignes de marée forment une structure à tendance zonale et, passé ces deux îles, les isolignes bifurquent vers le Nord.

3.1.2 Courants de marée

3.1.2.1 Ellipses de marée

Les variations des élévations de marée génèrent des flux et reflux de masses auxquels sont associés les courants de marée. Ces courants peuvent être représentés à l'aide de leurs constantes harmoniques caractérisées par les vitesses méridiennes et zonales, ou à l'aide des ellipses de marée paramétrées par le demi-axe majeur, le demi-axe mineur, l'angle d'inclinaison, et le déphasage par rapport au méridien de Greenwich.

La distribution des ellipses de marée des ondes semi-diurnes M_2 et S_2 et des ondes diurnes K_1 et O_1 étant très similaires, nous ne décrivons que celles des ondes principales M_2 et K_1 dans cette section. Leurs ellipses de marée ainsi que les maxima d'amplitude de courants (i.e. les demi-axes majeurs des ellipses de marée) sont représentés sur la figure 3.2.

Sur ces deux figures, le segment à l'intérieur de l'ellipse représente la direction du vecteur courant lorsque l'élévation de marée est maximale (état de pleine mer). Lorsque ce segment est situé le long du demi-axe majeur, la vitesse de marée est maximale au moment de pleine mer et l'onde de marée est une onde progressive se propageant dans la direction du segment. Au contraire, lorsque le segment a la même direction que le demi-axe mineur, les courants et les élévations de marée sont déphasées de $\pi/2$ et il s'agit alors d'une onde stationnaire dirigée selon l'axe principal (HATAYAMA *et al.* (1996)).

De manière générale les amplitudes de courants de M_2 sont très faibles dans l'océan

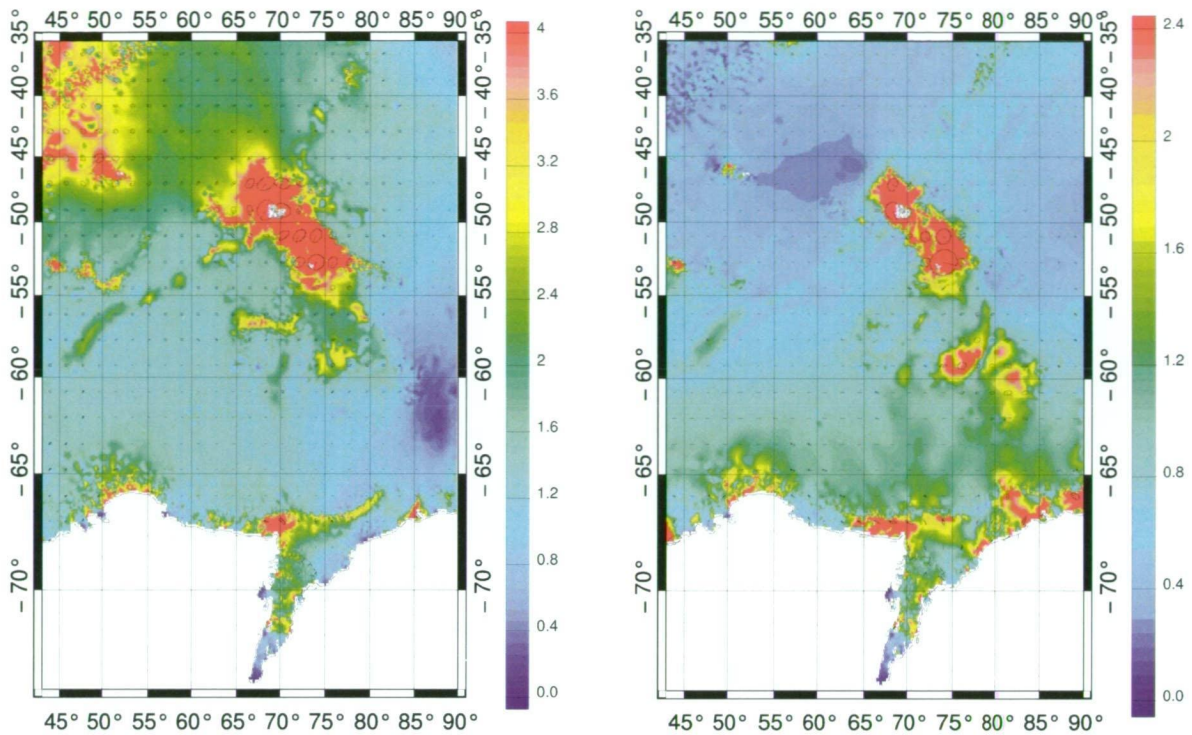


FIG. 3.2 – Ellipses de marée et maxima d'amplitude de courants en $cm.s^{-1}$ pour les ondes M_2 (à gauche) et K_1 (à droite).

profond et sont inférieures à $5 cm.s^{-1}$ lorsque la profondeur de l'océan est supérieure à $600 m$. Ainsi les amplitudes les plus fortes se situent autour des îles Crozet où elles atteignent $55 cm.s^{-1}$, autour des îles Heard et Kerguelen, avec des maxima de vitesses supérieurs à $65 cm.s^{-1}$ et $39 cm.s^{-1}$ respectivement, et les demi-axes majeurs sont parallèles aux isobathes de bathymétrie dans ces régions. Par ailleurs, le long de l'isobathe $1500 m$ autour des îles Crozet et de celle contournant les îles Kerguelen et Heard, on peut distinguer une succession d'ondes progressives au Nord-Ouest et Sud-Est et d'ondes stationnaires au Sud-Ouest et Nord-Est. Les autres régions de forts courants sont situées le long de la dorsale Indienne et de la marge continentale Antarctique. Enfin sous l'AIS les courants sont assez faibles (HEMER *et al.* (2006)). On remarque néanmoins une augmentation de leur amplitude au niveau du front, ce qui s'explique par la réduction de la hauteur de colonne d'eau sous la plate-forme de glace. Par ailleurs, notons que les ellipses de marée sont très aplaties sous l'AIS, ce qui correspond à un régime des courants alternatif, et leurs axes principaux sont orientés dans le sens Nord-Sud.

La structure des vitesses des ondes diurnes diffère de celle des ondes semi-diurnes. Notamment, les amplitudes des vitesses de K_1 sont globalement plus faibles que celles de M_2 . Elles sont assez faibles dans l'océan profond et plus intenses sur les plateaux. Ainsi on distingue des zones de fortes amplitudes sur la partie Nord du plateau des Kerguelen (maximum de $18 cm.s^{-1}$), sur sa partie Sud (maximum de $5 cm.s^{-1}$) et sur le plateau continental Antarctique où elles atteignent $10 cm.s^{-1}$. Dans cette région on présume que les ondes de marée diurnes sont en fait des modes d'ondes piégées de bathymétrie, ainsi elles s'intensifient sur les plateaux là où il y a un fort gradient de bathymétrie et des zones d'eau peu profondes (LODER (1980), PADMAN *et al.* (1992)).

3.1. Simulation de marée de référence

Bien qu'elles soient assez différentes, les distributions des vitesses des ondes barotropes M_2 et K_1 sont nettement contrôlées par la bathymétrie (ROBERTSON *et al.* (1998)). Cette relation est mise en évidence sur les profils d'amplitudes de marée (figure 3.3) le long des sections A-A' et B-B'.

Ainsi on discerne aisément une intensification des amplitudes des ondes M_2 et K_1 sur les bords Est et Ouest du plateau des Kerguelen (Fig 3.3b), et une diminution nettes de celles-ci à la longitude $77^\circ E$ correspondant un minimum local dans la bathymétrie. Enfin les courants sont globalement plus forts sur le plateau là où les profondeurs sont plus faibles. Les commentaires concernant la section B-B' traversant le plateau Antarctique sont identiques, on peut toutefois y ajouter que l'onde K_1 paraît plus sensibles aux changements de gradients de bathymétrie que M_2 (ROBERTSON *et al.* (1998)).

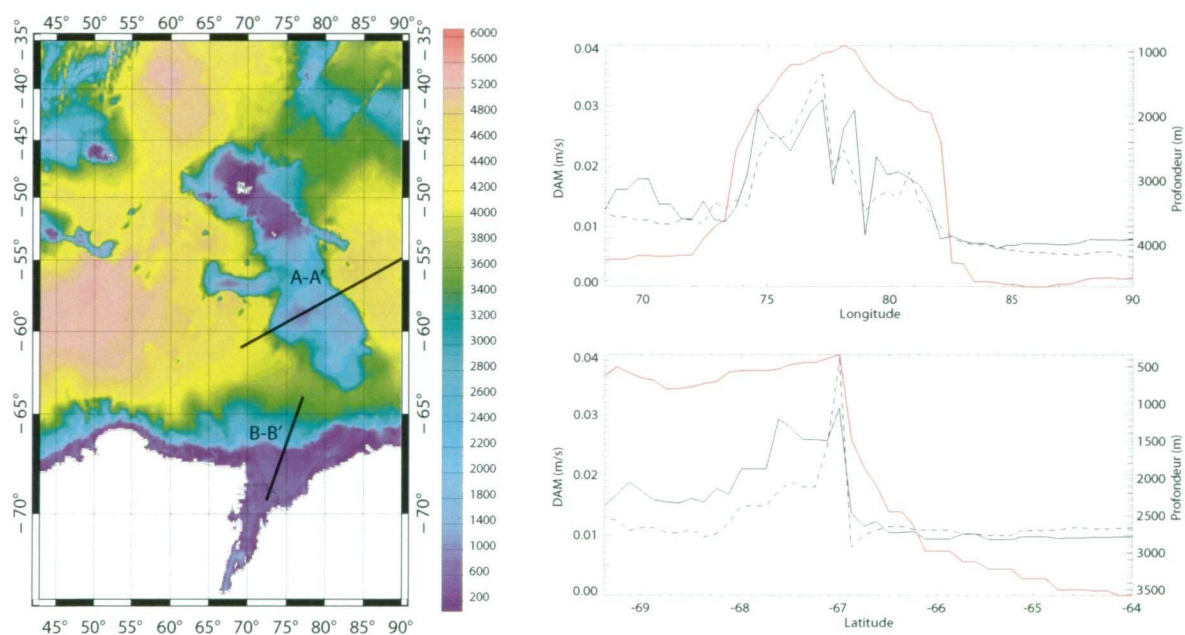


FIG. 3.3 – (a) Emplacement des sections A-A' et B-B'. En fond de carte : bathymétrie (m). (b) Sections de la bathymétrie (trait épais rouge) et des demi-axes majeurs des ondes M_2 (trait plein) et K_1 (trait discontinu) le long des sections A-A' (en haut) et B-B' (en bas).

Enfin ce contrôle de la bathymétrie sur les vitesses de marée peut également être mis en évidence par le calcul de la norme des amplitudes de courants de marée

$$u_{norm}^2 = \sum_{i=1}^9 (u_i^2 + v_i^2)$$

où u_i et v_i sont les amplitudes des composantes Est et Nord de vitesses pour l'onde de marée i . Cette mesure a été calculée à partir des 9 ondes de marée principales (M_2 , S_2 , K_2 , N_2 , $2N_2$, K_1 , O_1 , P_1 , Q_1). De manière générale, u_{norm} est faible dans l'océan profond et s'amplifie près des plateaux. Sur le plateau continental Antarctique et autour des

TAAF les courants sont supérieurs à 10 cm.s^{-1} , et les valeurs maximales de u_{norm} sont situées autour des îles Crozet et Kerguelen où elles déplacent 67 cm.s^{-1} et 78 cm.s^{-1} respectivement.

3.1.2.2 Courants résiduels de marée

Les courants induits par la marée ne sont pas parfaitement cycliques. Après chaque mouvement des masses d'eau au cours d'un cycle de marée (flux et reflux), l'eau déplacée ne revient pas exactement à son point d'origine : il subsiste alors un courant résiduel de marée. L'oscillation suivante la déplace alors encore un peu plus et le courant résiduel engendre ainsi un transport des masses d'eau à long terme.

La figure 3.4.a représente les courants résiduels de marée dans notre région d'étude. Leur distribution est fortement liée à la bathymétrie. Ainsi les courants résiduels les plus intenses se retrouvent dans les régions de forts gradients bathymétriques : le long de la marge continentale Antarctique, le long de la dorsale Sud-Ouest Indienne et autour du plateau des Kerguelen, et également dans les régions d'eaux peu profondes : autour des îles Crozet, Saint-Paul et Amsterdam, dans la partie Nord du plateau des Kerguelen où elles peuvent atteindre 14 cm.s^{-1} , et sous l'AIS. Cette corrélation entre la bathymétrie et les amplitudes de courants résiduels est aussi nettement visible à plus petite échelle. En zoomant sur la partie Nord du plateau des Kerguelen (Fig. 3.4b) on peut ainsi voir que les pics d'amplitudes à l'Est du plateau ($65^\circ \text{E}/50^\circ \text{S}$) correspondent à de petites structures

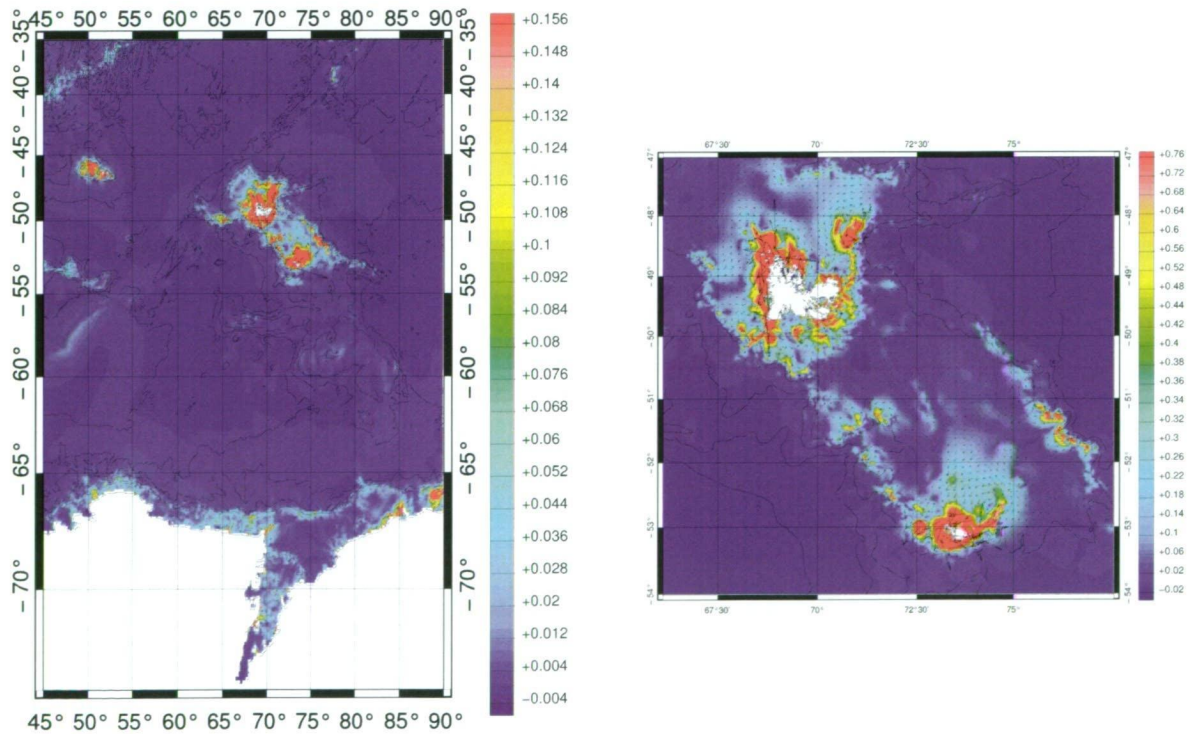


FIG. 3.4 – A gauche : courants résiduels de marée (cm.s^{-1}) sur la région d'étude. Les contours de bathymétrie tous les 1000 m sont superposés. A droite : même figure zoomée sur la partie Nord du plateau Kerguelen avec des contours de bathymétrie tous les 500 m.

3.1. Simulation de marée de référence

dans la bathymétrie, que les quatre zones de fortes amplitudes au Nord-Ouest de Heard concordent avec quatre montagnes sous-marines, que celle de forte amplitude à l'Est du plateau correspond au bord de celui-ci dans une région où la pente est particulièrement marquée et que la partie des faibles amplitude située juste à l'Ouest de cet endroit correspond à un chenal dans la bathymétrie. Notons par ailleurs que les courants résiduels circulent en forme de boucle au Nord-Est des îles Kerguelen et Heard.

3.1.3 Énergie de marée

Le bilan d'énergie de la marée barotrope permet d'examiner et de comprendre la dynamique de la marée. Par ailleurs, il permet d'évaluer la consistance du modèle.

Le potentiel de marée apporte principalement de l'énergie de marée dans l'océan profond (LE PROVOST et LYARD (1997)). Cette énergie se propage alors dans l'océan où elle est dissipée par le frottement par le fond (essentiellement dans les régions côtières, de plateau et sous les plates-formes de glace), par la diffusion latérale et par la génération de marée interne (sur les forts gradients bathymétriques). Le bilan d'énergie de la marée peut être obtenu à partir de l'équation de mouvement (les notations utilisées sont les mêmes que celles des équations du modèle) :

$$\frac{\partial \vec{u}}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla \vec{u} + 2\vec{\Omega} \wedge \vec{u} = -g\vec{\nabla}\eta + \vec{P} + \vec{D} \quad (3.1)$$

avec \vec{P} l'apport gravitationnel, fonction du potentiel astonomique Π_a et des effets de charge et de l'auto-attraction Π_{lsa} :

$$\vec{P} = g\vec{\nabla}\Pi_a - g\vec{\nabla}\Pi_{lsa} \quad (3.2)$$

et \vec{D} le terme de dissipation :

$$\vec{D} = \underbrace{\nabla \cdot (\nu_T \nabla \vec{u})}_{\text{Terme de viscosité}} - \underbrace{\frac{C}{H} \|\vec{u}\| \vec{u}}_{\text{Terme de friction}} - \underbrace{c(\vec{\nabla} h \cdot \vec{u}) \vec{\nabla} h}_{\text{Génération de marée interne}} \quad (3.3)$$

En multipliant l'équation 3.1 par $\rho H \vec{u}$ et en utilisant l'équation de continuité, on obtient alors :

$$\frac{\partial e_k}{\partial t} + \nabla \cdot e_k \vec{u} = -\rho g H \vec{u} \cdot \vec{\nabla}(\eta) + \rho g \vec{u} \cdot \vec{P} - \rho g \vec{u} \cdot \vec{D} \quad (3.4)$$

où $e_k = \frac{1}{2} \rho H \vec{u} \cdot \vec{u}$ est l'énergie cinétique par unité de surface.

Les termes de l'équation 3.4 sont périodiques et la composante permanente du bilan d'énergie est obtenue en moyennant sur une période de marée. Dans cette étude, puisque nous nous intéressons à plusieurs ondes de marée, et donc plusieurs périodes, le bilan d'énergie est moyenné sur une période plus longue (un an environ, correspondant à la période de simulation), au bout de laquelle la simulation est stable et donc convergente. L'énergie moyennée dans le temps est cependant plus de deux fois plus faible que l'énergie instantanée (PAIRAUD *et al.* (2008)), mais elle permet de quantifier les caractéristiques de la dynamique de la marée : sa génération, sa propagation et la dissipation de son énergie.

Il faut alors intégrer l'équation 3.4 sur une période (τ) et sur tout le domaine (Ω). En particulier, l'intégration du travail des forces de pression et l'utilisation de la formule de Green font alors apparaître le flux d'énergie sur les bords du domaine $\partial\Omega$. On obtient les relations suivantes :

pour la dérivée de l'énergie cinétique :

$$\int_{\Omega} \lim_{\tau \rightarrow +\infty} \frac{1}{\tau} \int_0^{\tau} \frac{\partial e_k}{\partial t} dt dS = \int_{\Omega} \lim_{\tau \rightarrow +\infty} \frac{1}{\tau} [e_k]_0^{\tau} dS = 0$$

pour le flux d'énergie cinétique :

$$\begin{aligned} W_{ek} &= \int_{\Omega} \lim_{\tau \rightarrow +\infty} \frac{1}{\tau} \int_0^{\tau} \nabla \cdot e_k \vec{u} dt dS = \lim_{\tau \rightarrow +\infty} \frac{1}{\tau} \int_0^{\tau} \oint_{\partial\Omega} e_k \vec{u} \cdot \vec{n} dt dl \\ &= \frac{1}{2} \lim_{\tau \rightarrow +\infty} \frac{1}{\tau} \int_0^{\tau} \oint_{\partial\Omega} \rho H (\vec{u} \cdot \vec{u}) \vec{u} \cdot \vec{n} dt dl \end{aligned}$$

pour les gradients de pression :

$$\begin{aligned} W_p &= \int_{\Omega} \lim_{\tau \rightarrow +\infty} \frac{1}{\tau} \int_0^{\tau} -\rho g H \vec{u} \cdot \nabla \eta dt dS \\ &= -\rho g \int_{\Omega} \lim_{\tau \rightarrow +\infty} \frac{1}{\tau} \int_0^{\tau} \left(\nabla \cdot (\eta H \vec{u}) - \eta \nabla \cdot (H \vec{u}) \right) dt dS \\ &= -\rho g \int_{\Omega} \lim_{\tau \rightarrow +\infty} \frac{1}{\tau} \int_0^{\tau} \left(\nabla \cdot (\eta H \vec{u}) - \frac{1}{2} \frac{\partial \eta^2}{\partial t} \right) dt dS \\ &= \rho g \int_{\Omega} \lim_{\tau \rightarrow +\infty} \frac{1}{\tau} \int_0^{\tau} \frac{1}{2} \frac{\partial \eta^2}{\partial t} dt dS - \rho g \lim_{\tau \rightarrow +\infty} \int_0^{\tau} \oint_{\partial\Omega} \eta H \vec{u} \cdot \vec{n} dt dl \\ &= -\rho g \lim_{\tau \rightarrow +\infty} \int_0^{\tau} \oint_{\partial\Omega} \eta H \vec{u} \cdot \vec{n} dt dl \end{aligned}$$

pour le potentiel astronomique :

$$W_{pa} = W_a + W_{lsa} = \rho g \int_{\Omega} \lim_{\tau \rightarrow +\infty} \frac{1}{\tau} \int_0^{\tau} H \vec{u} \cdot \left(\vec{\nabla} \Pi_a - \vec{\nabla} \Pi_{lsa} \right) dt dS$$

pour les termes de dissipation :

$$\begin{aligned} W_d &= W_v + W_f + W_{mi} \\ &= \rho \int_{\Omega} \lim_{\tau \rightarrow +\infty} \frac{1}{\tau} \int_0^{\tau} H \vec{u} \cdot \left(\nabla \cdot (\nu_T \nabla \vec{u}) \right) - \frac{C}{H} \|\vec{u}\| \vec{u} - c(\vec{\nabla} h \cdot \vec{u}) \vec{\nabla} h dt dS \end{aligned}$$

Le tableau 3.1 indique les puissances intégrées sur tout le domaine des énergies mises en jeu dans la modélisation de la marée. Le bilan d'énergie est fermé puisque la somme de ces puissance est quasiment nulle. Une partie importante de l'énergie du potentiel astronomique sort du domaine sous forme d'élévation de marée (flux d'énergie W_p négatif).

3.1. Simulation de marée de référence

Comme évoqué précédemment, la dissipation d'énergie causée par la diffusion latérale est négligeable par rapport aux autres termes. Par ailleurs, il est intéressant de noter que le mécanisme de dissipation dominant dans notre région d'étude est celui dû à la génération de marée interne ($\approx 85\%$ de la dissipation d'énergie de marée), alors qu'il ne représente que $\approx 30\%$ de la dissipation sur l'ensemble des océans. Ceci avait déjà été souligné par LYARD *et al.* (2006) concernant l'onde M_2 .

Potentiel de marée (W_a)	221,7
Effets de charge et auto-attraction (W_{lsa})	14,0
Forces de pression (W_p)	-128,7
Friction (W_f)	-10,4
Viscosité (W_v)	-4,5
Génération de marée interne (W_{mi})	-94,7
Total	- 2,6

TAB. 3.1 – Puissances intégrées sur tout le domaine pour toutes les ondes modélisées (GW).

L'équation 3.4 nous a donc permis de calculer une estimation globale de l'énergie sans distinguer la contribution de chacun des constituants. A cause de la physique non linéaire de la marée et des interactions des ondes entre elles, le budget énergétique spectral (effectué pour chaque onde séparément) est donc approximatif. Cependant, lorsqu'on considère le budget moyen, il est raisonnable de séparer la contribution de chacun des constituants. La plupart des études réalisées sur la dissipation de marée océanique (MUNK (1997)) se sont focalisées sur l'onde M_2 , qui est l'onde prédominante du point de vu des courants de marée. Cependant, nous avons vu précédemment que le rôle de certaines ondes est non négligeable comme l'onde S_2 dans tout le domaine d'étude et de l'onde principale diurne K_1 à proximité de la côte Antarctique. Nous considérons qu'elles sont toutes les trois représentatives des bilans énergétiques pouvant être faits pour la marée dans l'océan Indien Austral. Nous présentons donc ici (Tab. 3.2) les différentes énergies mises en jeu dans le processus des marées océaniques pour ces trois ondes sur tout le domaine d'étude et autour de la partie Nord du plateau Kerguelen.

La puissance intégrée sur tout le domaine du potentiel astronomique de l'onde M_2 est de 188.0GW, soit une infime partie de la puissance intégrée du potentiel astronomique sur la globalité des océans qui est estimée à 2.5TW (MUNK (1997), LE PROVOST *et al.* (1998), EGBERT et RAY (2001)). L'énergie apportée à l'océan se situe essentiellement dans le Nord-Est du domaine d'étude, et englobe la région profonde du bassin de Crozet (Fig. 3.5). Cette énergie est très faible sur le plateau des îles Crozet, autour des îles Kerguelen et Heard, et sur Elan Bank. La puissance du potentiel astronomique de M_2 est 4 fois supérieure à celle de l'onde S_2 , dont la distribution du potentiel est similaire. Celle de K_1 est 42 plus faible que celle de M_2 en valeur absolue. Pour les ondes semi-diurnes, la puissance intégrée des effets de charge est environ 12 fois plus faible que celle du potentiel astronomique et sa distribution est globalement similaire à celle du potentiel astronomique. Cependant, on y distingue plus de structures à petite échelle et la distribution est plus complexe autour des îles Kerguelen et autour de la dorsale

	M_2	S_2	K_1
Potentiel de marée (W_a)	188,1	43,2	-4,4
Effets de charge et auto-attraction (W_{lsa})	15,1	3,2	-0,5
Forces de pression (W_p)	-146,0	-31,0	10,2
Friction (W_f)	-3,2	-0,6	-0,5
Génération de marée interne (W_{mi})	-52,5	-13,9	-4,0

TAB. 3.2 – Budget spectral de l’énergie de marée pour les ondes M_2 , S_2 et K_1 (en GW).

Indienne. Pour K_1 , la puissance des effets de charge est négative. Sa distribution possède en effet des zones de puissance positive et des zones de puissance négatives, correspondant à des régions de rétroaction avec la marée.

Le domaine d’étude est une région privilégiée de la dissipation d’énergie de marée au sein de l’océan Austral. En effet, cette région contient de nombreuses zones de petits fonds, notamment autour des TAAF, des régions de plateau, des gradients de bathymétrie importants (les talus du plateau Kerguelen et du plateau continental Antarctique, et la dorsale Sud-Ouest Indienne) et la région de la plate-forme de glace d’Amery. Cette zone joue un rôle important dans la dissipation par frottement car, en plus de l’interface terre/mer du fond de l’océan, l’interface glace/mer entre l’océan et la plate-forme est également le siège de frottements. La dissipation par friction pour l’onde M_2 est 5 fois plus importante que celle des autres ondes principales. Elle s’effectue, pour plus de 65%, sur la partie Nord du plateau Kerguelen. Les autres régions de forte dissipation sont le plateau des îles Crozet et l’Amery Ice Shelf (Fig. 3.5). Enfin le plateau des îles Saint-Paul et Amsterdam et la dorsale Sud-Ouest Indienne sont également le siège de dissipation par frottement. La distribution pour les ondes S_2 et K_1 est identique. Pour chaque onde de marée, la dissipation liée à la génération de la marée interne est plus importante que celle engendré par les frottements. L’énergie dissipée par l’onde M_2 est 4 fois (13 fois) supérieure à celle dissipée par l’onde S_2 (K_1). Pour les ondes semi-diurnes, cette dissipation a lieu principalement sur les forts gradients bathymétriques de la dorsale Sud-

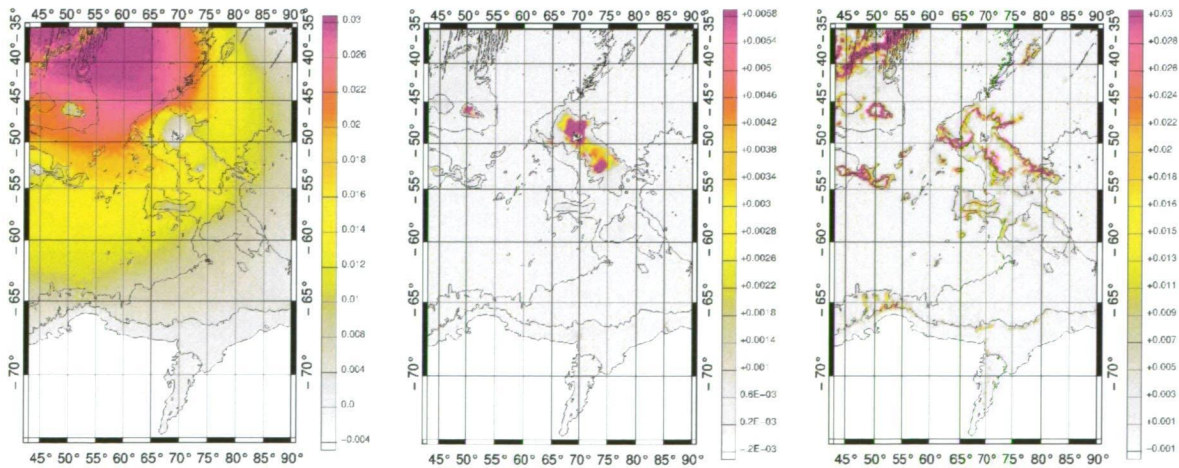


FIG. 3.5 – De gauche à droite : Potentiel astronomique de l’onde M_2 ($W.m^{-2}$), carte de dissipation par frottement et par génération de marée interne pour l’onde M_2 ($W.m^{-2}$).

3.1. Simulation de marée de référence

Ouest Indienne. Une partie importante est également dissipée sur le Nord du plateau de Kerguelen (plus de 30%, en ce qui concerne l'onde M_2). Au contraire, aucune énergie n'est dissipée sous cette forme au niveau de la dorsale pour l'onde K_1 , mais elle est plus importante dans le Sud du domaine sur la marge continentale Antarctique et sur la partie Sud du plateau Kerguelen. Cela s'explique par le fait que les courants de l'onde K_1 , qui influent directement sur la paramétrisation de ce processus, sont plus importants dans cette région. On note enfin que toutes les régions de dissipation pour l'onde K_1 sont également des régions de dissipation pour les ondes M_2 et S_2 .

3.1.4 Conclusion

Des progrès significatifs ont été effectués dans notre connaissance de la marée dans l'océan hauturier avec l'arrivée de l'altimétrie. L'approche de la modélisation spectrale de la marée a aujourd'hui atteint ces limites avec la solution globale FES2004 (LYARD *et al.* (2006)), et les modèles hydrodynamiques tels que *MOG2D/T-UGOm* permettent aujourd'hui d'améliorer notre connaissance de la marée en région côtière, en autorisant notamment la modélisation d'ondes non linéaires (PAIRAUD *et al.* (2008)), et l'utilisation d'une résolution accrue du maillage pour les configurations régionales. Dans l'océan Indien Austral, cela nous a d'ailleurs permis de caractériser et localiser précisément les structures amphidromiques présentes dans les élévations de marée. Nous avons également pu étudier les ellipses de marée pour chaque composante et les courants résiduels de marée, et nous avons clairement établi la relation entre la distribution de leurs amplitudes et les caractéristiques bathymétriques de la région d'étude. Nous avons enfin établi le bilan d'énergie de marée global pour cette région. Celui-ci nous a permis d'évaluer la consistance de notre modèle régional. Le budget énergétique spectral, bien que plus approximatif, nous a permis quand à lui d'examiner et de mieux comprendre la dynamique de la marée. Nous avons ainsi déterminé que la dissipation d'énergie de l'onde la plus énergétique de notre domaine, M_2 , s'effectuait principalement par le transfert d'énergie de marée barotrope pour la génération de marée barocline. L'étude de la marée barotrope est donc un travail préliminaire important pour l'étude et la modélisation de la marée interne. Dans le chapitre 4.2, nous verrons en quoi cela peut nous aider à la détection de la signature de surface de la marée interne à partir des signaux altimétriques.

3.2 Étude de la réponse barotrope de l’océan aux forçages atmosphériques

Dans la partie 2.4, nous avons mis en place et validé un modèle barotrope de la dynamique océanique en réponse aux forçages atmosphériques. Cette partie est consacrée à l’étude des sorties de ce modèle.

3.2.1 Introduction

Le Courant Circumpolaire Antarctique (ACC) est un courant intense, très étendu sur la profondeur, qui est la principale connexion entre les bassins Atlantique, Indien et Pacifique. Il est à l’origine d’échanges inter-bassins qui sont un lien important pour la circulation globale (SCHMITZ (1995)) et pour la propagation d’anomalies climatiques, comme le Southern Annular Mode (THOMPSON et WALLACE (2000)), entre chacun de ses bassins. L’océan Austral joue donc un rôle majeur dans l’évolution du climat mondial et régional. Il est donc important de mieux comprendre et caractériser sa circulation aux différentes échelles spatiales et temporelles.

En étudiant des cartes globales du gradient de vorticité potentielle, KOBLINSKY (1990) a montré que l’océan Austral est l’océan ayant la plus forte réponse barotrope au forçage par le vent. Ajouté à sa forte barotropie le fait que l’océan Austral est peu stratifié (OLBERS *et al.* (2004)), sa circulation est donc largement contrôlée par la bathymétrie. Du fait de l’absence de continents dans la course de cet océan et de l’influence de forts vents d’Ouest, il en résulte une circulation à forte symétrie zonale qui est caractérisée par l’écoulement d’Ouest en Est de l’ACC. Dans l’océan Indien Austral cependant, le plateau de Kerguelen, relativement peu profond et très étendu dans la direction Nord-Ouest/Sud-Est, agit comme une barrière topographique dans l’écoulement de l’ACC. La modélisation barotrope en réponse aux forçages atmosphériques dans cette région est donc un outil précieux pour nous permettre de mieux comprendre les interactions entre les forts courants de l’ACC et la bathymétrie, et en particulier, de déterminer quels sont les *chemins* empruntés par ce courant pour contourner le plateau de Kerguelen.

Dans cette section, nous étudions la réponse dynamique barotrope de l’océan en réponse aux forçages atmosphériques. Pour cela nous avons effectué une simulation numérique avec le modèle *MOG2D/T-UGOm* sur la période allant de Janvier 2001 à Décembre 2005. Les paramètres de simulation sont les mêmes que ceux évoqués dans la partie 2.4. En particulier, aux frontières ouvertes les courants barotropes sont forcés à partir de la modélisation globale haute résolution forcé par les champs ECMWF au $1/4^\circ$ réalisée dans le cadre de cette thèse. Dans un premier temps, nous nous attachons à effectuer une description détaillée de la circulation barotrope et de son transport dans la région d’étude. Puis nous cherchons à quantifier l’impact de chacun des forçages sur la réponse de l’océan. Pour cela nous effectuons également une simulation régionale de réponse de l’océan à la pression atmosphérique uniquement. Pour être consistant dans la modélisation, cette simulation est forcée aux frontières ouvertes par les courants issus d’une modélisation globale ne prenant en comptant que les effets de pression atmosphérique.

3.2.2 Circulation barotrope et transport associé

3.2.2.1 Circulation

Dans le cadre de la modélisation barotrope, les courants sont intégrés sur toute la colonne d'eau. Pour avoir une meilleure vision de la circulation il est donc préférable de s'intéresser au transport barotrope plutôt qu'aux vitesses. Le transport moyenné sur la période de simulation, ainsi que les fonctions de courant associées, sont présentées sur la figure 3.6. Sur la carte du transport, on distingue très nettement l'ACC, principale caractéristique de la circulation dans l'océan Austral. Lorsqu'il arrive à $43^{\circ}E$, l'ACC est constitué de trois branches. La position de la branche la plus au Nord correspond au front subantarctique, SAF (SALLÉE *et al.* (2008)), et la position de celle du milieu, centrée autour de $50^{\circ}S$, au front polaire, PF (SALLÉE *et al.* (2008)). Vers $30^{\circ}E$, en amont du plateau de Crozet, ces deux veines de courants sont assez proches (RINTOUL *et al.* (1999)), puis en progressant vers l'Est, elles se séparent complètement. A l'aide d'un modèle jet d'inertie, CRANEGUY et PARK (1999) ont montré l'impact de l'ACC sur la séparation observée dans la région de Crozet. Le SAF rencontre la dorsale Sud-Ouest indienne à partir de $30^{\circ}E$, ce qui contraint sa propagation vers le Nord, alors que le PF passe dans une zone de fracture de la dorsale et arrive dans le bassin d'Enderby où il reste pratiquement centré sur la même latitude. Ces deux branches fusionnent alors entre elles vers $60^{\circ}E$ pour former la veine principale de l'ACC. Une partie de la branche la plus au Sud de l'ACC se dirige vers Elan Bank. Arrivée sur cette caractéristique bathymétrique la branche se sépare alors en deux. Une partie du transport passe au Nord d'Elan Bank, et, rencontrant le plateau de Kerguelen, bifurque brusquement vers le Nord en suivant les contours de bathymétrie. Une fois arrivée à la même latitude que les îles Kerguelen, cette branche rejoint l'ACC au Nord du plateau. L'autre veine s'écoule au Sud d'Elan Bank avant de s'engouffrer dans Fawn Trough. A la sortie du chenal, elle remonte alors vers le Nord en suivant l'Est du talus du plateau de Kerguelen avant de rejoindre le coeur de l'ACC. A cet endroit, l'ACC subit moins de contrainte bathymétrique et peu s'élargir, l'extrémité Sud du courant se dirige alors soudainement vers le Sud-Ouest (MCCARTNEY et DONOHUE (2007)). Cette bifurcation est représentée par le modèle mais de manière moins prononcée. Enfin une partie de la troisième branche de l'ACC s'écoule dans le Princess Elizabeth Trough, puis se dirige vers le Nord en suivant le bord Est du plateau avant de rejoindre l'ACC.

D'autre part, le long de la côte Antarctique, la carte du transport barotrope met en évidence une circulation vers l'Ouest associée avec le Courant Côtier Antarctique (TCHERNIA et JEANNIN (1980)). Globalement ce courant est assez étroit et reste confiné sur le plateau continental antarctique. Cependant, lors de sa course, une partie du courant s'écoule hors du plateau, notamment lors de son passage dans Prydz Bay, et à l'Ouest de la région d'étude où il semble partiellement associé à une large re-circulation. En effet, on distingue également les extrémités de deux gyres de part et d'autre du domaine. A l'Ouest, jusqu'à $53^{\circ}E$, on distingue l'extension Est d'un gyre cyclonique : le gyre de Weddell. Bien que les mesures hydrologiques situent son extension maximale entre $20^{\circ}E$ et $30^{\circ}E$ (SCHRÖDER et FAHRBACH (1999), SULTAN *et al.* (2007)), les données altimétriques et le modèle Fine Resolution Antarctic Model (FRAM GROUP (1991)) ont montré que ce gyre s'étendait jusqu'à $60^{\circ}E$ (PARK et GAMBERONI (1995)). En effet, l'étude des données hydrologiques ne donnent accès qu'à la composante barocline de la dynamique

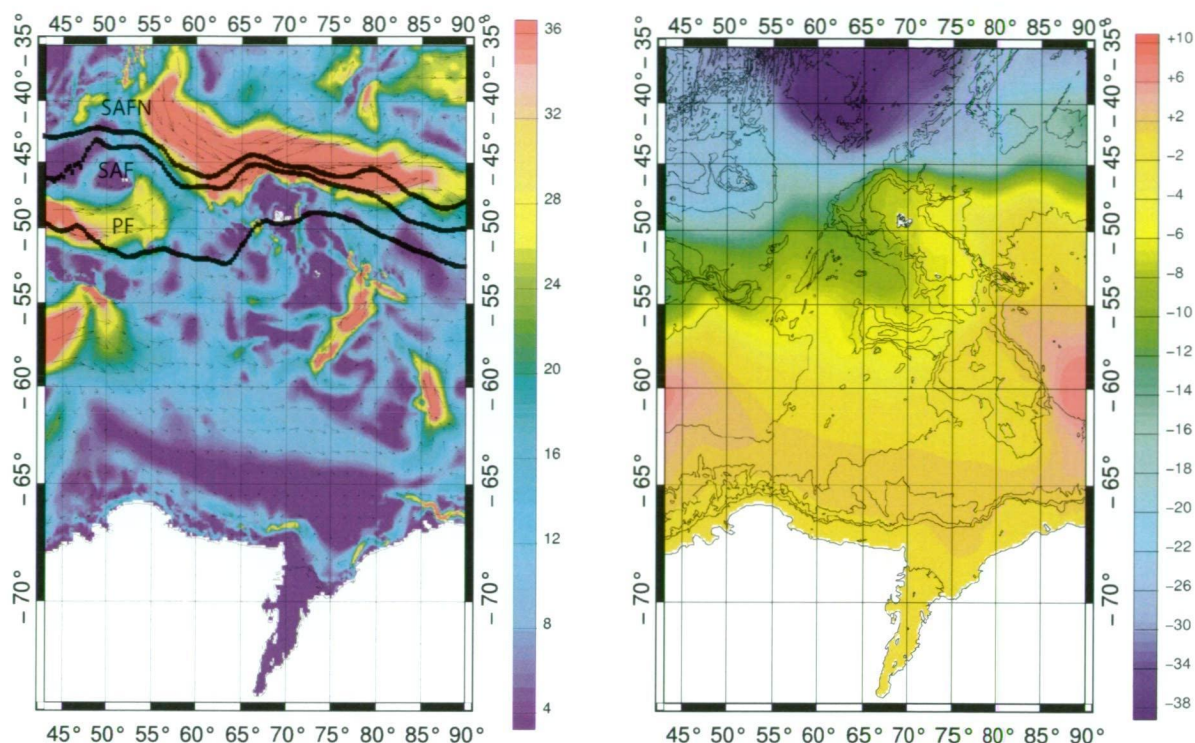


FIG. 3.6 – A gauche : transport barotrope en $m^2.s^{-1}$. Les fronts issus de SALLÉE *et al.* (2008) sont représentés en noir : la position moyenne du Front Polaire (PF), la position moyenne du Front Subantarctique (SAF) ainsi que sa limite Nord (SAFN). A droite : fonctions de courant associées au transport barotrope. La différence de valeur entre deux points indique le débit entre ces points (en Sv). Les contours de bathymétrie tous les 1000 m sont superposés.

alors que l'altimétrie et le modèle FRAM donnent accès aux composantes baroclines et barotropes. Le gyre de Weddell étant principalement barotrope (SULTAN *et al.* (2007)), l'altimétrie, FRAM, et le modèle *MOG2D/T-UGOm* représentent une extension similaire et plus réaliste du gyre, comprise entre $50^\circ E$ et $60^\circ E$. Sur le bord Est de la région d'étude, on distingue l'extrémité d'un autre gyre. L'expérience BROKE (Baseline Research on Oceanography Krill and the Environment) a permis d'établir l'existence d'un fort courant vers l'Est situé entre la limite Sud de l'ACC et le continent Antarctique, suggérant une re-circulation du courant côtier Antarctique et la présence d'un gyre cyclonique (BINDOFF *et al.* (2000)). Plus récemment, MCCARTNEY et DONOHUE (2007) ont confirmé l'existence de ce gyre. Ce gyre, bien que moins étendu, est analogue au gyre de Weddell. Par ailleurs, la position de l'extrémité Sud de l'ACC et les propriétés des courants et des masses d'eau dans le bassin Antarctique Australien (BINDOFF *et al.* (2000)) suggèrent que ce gyre est plus large dans l'Est du bassin. L'extension de ce gyre est stoppée à l'Ouest par l'Est du talus de la partie Sud du plateau de Kerguelen. Le plateau de Kerguelen apparaît donc comme une barrière bathymétrique entre les deux gyres subpolaires. Par ailleurs, le courant Nord-Est décrit précédemment sur cette partie du talus est composé à la fois de l'écoulement de l'ACC passant dans le Princess Elizabeth Trough, et de la re-circulation du gyre cyclonique qui est stoppée par le plateau. Enfin, la circulation barotrope établie met en évidence un autre gyre déjà évoqué dans la

3.2. Étude de la réponse barotrope de l’océan aux forçages atmosphériques

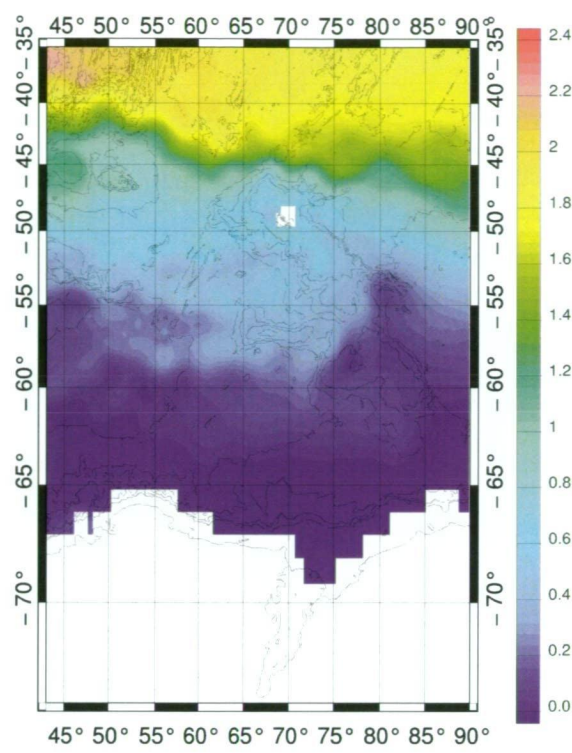


FIG. 3.7 – Topographie dynamique moyenne issue de RIO et HERNANDEZ (2004) (cm). Les isobaths tous les 1000 m sont également tracées.

littérature : le gyre de Prydz Bay. Ce gyre, cyclonique, constitue une des caractéristiques majeures de la circulation dans la Bay (SMITH et TRÉGUER (1994)). D’après WONG (1994), ce gyre est centré à 73°E et bordé par le Fram Bank à l’Ouest le Four Ladies Bank à l’Est. Dans notre modèle, ce gyre apparaît comme une caractéristique mineure de la circulation de Prydz Bay, dominée par le Courant Côtier Antarctique ; centré sur 76°E, il ne se développe que sur 2 degrés de latitude. Ces résultats suggèrent que le gyre possède une composante barotrope mais qu’il est principalement barocline.

Il est intéressant de noter que, globalement, les structures de la dynamique obtenues à partir de notre modèle barotrope, sont très semblables à la topographie dynamique moyenne de RIO et HERNANDEZ (2004) (Fig. 3.7). Ce produit, obtenu à partir de la hauteur moyenne altimétrique, d’un modèle de géoïde et de la climatologie, contient les composantes géostrophiques barotropes et baroclines de la circulation océanique. Cette solution peut être considérée comme la circulation de surface la plus complète disponible dans notre région d’étude. On remarque de bonnes corrélations entre notre modèle et la topographie dynamique moyenne, notamment pour les systèmes de courants intenses de l’ACC au Nord des îles Kerguelen et dans le chenal de Fawn Trough. Bien que les deux circulations ne soient pas totalement similaires, la grande concordance qui existe entre elles suggère une très forte composante barotrope dans cette région. Ceci est enfin confirmé par la résolution des équations primitives à 3 dimensions dans l’océan Indien Austral à l’aide de la simulation ORCA025-G70 basée sur les configurations Drakkar (MADEC et al. (1998), BARNIER et al. (2006)). La circulation générale obtenue par cette modélisation est assez proche de celle de MOG2D/T-UGOm (Fabien Roquet, communi-

cation personnelle), confirmant le comportement assez barotrope de l'écoulement dans cette région. Cependant, les transports obtenus par notre solution ne modélisant qu'une partie de la circulation, ils sont bien plus faibles que ceux issus de la simulation ORCA025, dans laquelle le transport de l'ACC est d'environ $150 Sv$.

3.2.2.2 Estimation du transport barotrope

WHITWORTH III *et al.* (1982) ont fait un résumé des mesures de transport effectuées dans le passage de Drake. De manière synthétique, le transport total déduit de l'équilibre géostrophique relative à la profondeur de 3000 m est estimée à $100 Sv$, tandis que le transport estimé à partir de mesures de vitesses directes est d'environ $140 Sv$. Cette différence de transport est communément attribuée à la composante de flux barotrope qui n'est pas détectée par l'équilibre géostrophique. Au Sud de l'Australie, le transport barotrope a été estimé à $16 Sv \pm 10\%$ à l'aide de données hydrographiques et des mesures *in situ* de courant (PHILLIPS et RINTOUL (2002)). Aucune mesure directe de transport barotrope n'a été effectuée dans la région de l'océan Indien Austral. Cependant, malgré les re-circulations de l'ACC tout au long de son écoulement, on peut s'attendre à obtenir un transport barotrope ayant le même ordre de grandeur qu'au niveau du passage de Drake et au Sud de l'Australie dans notre région d'étude puisque l'écoulement de l'ACC est principalement zonal. Nous obtenons un transport barotrope d'environ $36 Sv$ pour l'ACC, ce qui est cohérent avec les valeurs obtenues à partir de mesures *in situ* et également avec les modèles barotropes circumpolaires de VIVIER *et al.* (2005) et OLBERS et LETTMANN (2007), qui ont trouvé un transport barotrope moyen de l'ACC de $24 - 25 Sv$ et $29.5 Sv$ respectivement. Notre valeur de transport est cependant légèrement plus forte que celle de ces deux modèles. Cela s'explique en partie par le fait que dans ces deux simulations, le transport barotrope de l'ACC est moyenné sur toute sa ceinture circum-polaire, alors que notre valeur est une moyenne du transport dans l'océan Indien Austral où les vents zonaux sont plus intenses (YUAN (2004)). Le transport de l'ACC s'effectue majoritairement entre les îles Kerguelen et Amsterdam. Environ 19% du transport total passe par le chenal de Fawn Trough, et une petite fraction de l'ACC emprunte le passage d'Elizabeth Trough.

3.2.2.3 Variabilité du transport barotrope dans le passage de Fawn Trough

Plusieurs études ont montré que la variabilité du transport de l'ACC est essentiellement barotrope dans l'océan Austral. A l'aide d'observations hydrologiques, de données altimétriques et de mesures de pression de fond, PARK *et al.* (1989) ont montré que les variations temporelles de l'ACC entre les îles Kerguelen et Amsterdam étaient essentiellement barotropes. Plus récemment, HUGHES *et al.* (1999) ont montré à l'aide de sorties de modèles que, pour des périodes comprises entre 10 et 220 jours, le transport de l'ACC était également dominé par un mode barotrope dans le passage de Drake.

Nous avons vu précédemment qu'une partie non négligeable du transport de l'ACC s'écoulait dans le chenal de Fawn Trough. Par ailleurs, tout comme dans les régions du passage de Drake et de Kerguelen-Amsterdam, l'écoulement dans Fawn Trough se trouve piégé par la bathymétrie, et on peut supposer que les variations du transport y sont aussi principalement barotropes. La figure 3.8.a représente la variabilité temporelle de ce transport à Fawn Trough. On remarque une forte variabilité pour les hautes fréquences

3.2. Étude de la réponse barotrope de l'océan aux forçages atmosphériques

(quelques jours), et la variabilité du signal est de $3,5\text{ Sv}$, soit la moitié du transport total dans Fawn Trough. En filtrant la très haute fréquence avec un filtre passe-bas à 20 jours, on met aussi en évidence d'importantes variations intra-saisonnières. En superposant l'indice journalier du SAM¹ (Southern Annular Mode) filtré de la même manière, on met en évidence une importante corrélation entre les deux signaux (Fig. 3.8.b). Cela s'explique de la manière suivante : les événements de SAM positifs sont associés à une augmentation des vents d'Ouest, et un déplacement de ceux-ci vers les latitudes plus au Sud dans l'océan Austral (HURRELL et VAN LOON (1994), MEEHL *et al.* (1998), THOMPSON et WALLACE (2000)). Le contraire se produit pour un indice du SAM négatif. Aux latitudes du chenal de Fawn Trough ($55^{\circ}\text{S}/57^{\circ}\text{S}$), les vitesses du vent et sa répartition sont donc très fortement liées à l'indice SAM. Ainsi, la variabilité du transport à Fawn Trough, que l'on suppose très fortement barotrope, est intensifié pendant des épisodes de SAM positif, et diminue lorsque l'indice est négatif. Par ailleurs, la figure 3.8.a met en évidence que le transport barotrope réagit de manière instantanée aux variations du SAM. Cela s'explique par le fait que, pour des périodes comprises entre 10 et 220 jours (ici on filtre au-dessous de 20 jours), la réponse de l'océan Austral aux changements de forçage par le vent est barotrope et rapide (HUGHES *et al.* (1999)).

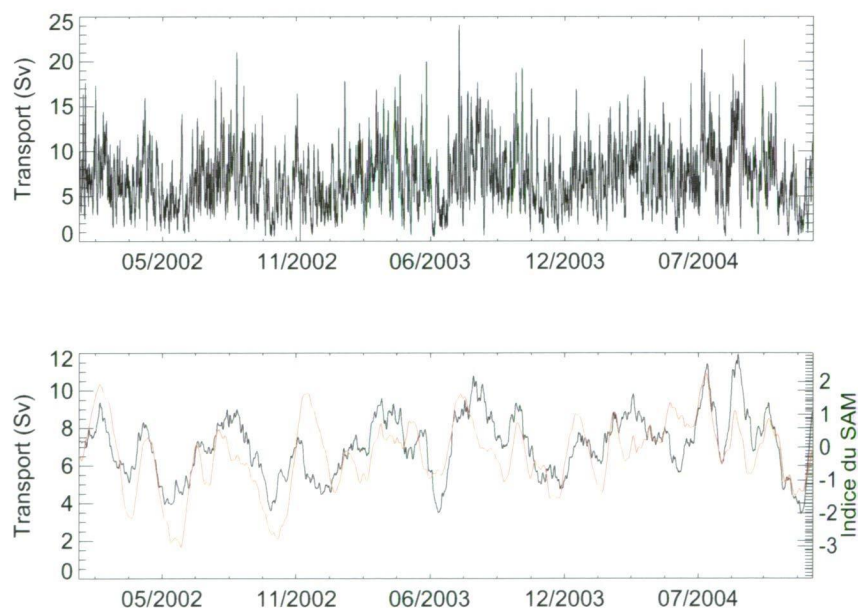


FIG. 3.8 – De haut en bas : variabilité du transport barotrope à travers le chenal de Fawn Trough sans filtre (a) et avec un filtrage passe-bas à 20 jours (b). En bas, l'indice du SAM est superposé en rouge sur la courbe du transport filtré. La corrélation entre les deux signaux est de 0,64.

¹Les indices journaliers et mensuels du SAM sont disponibles sur le site du National Oceanic and Atmospheric Administration : <http://www.cpc.ncep.noaa.gov>

3.2.3 Modes et causes de la variabilité des élévations de surface

Nous avons calculé les déviations standards des élévations barotrope totales (h) et des élévations corrigées des effets statiques de la pression atmosphérique (ibd pour *Inverse Barometre Departure*) pour le modèle forcé avec les champs météorologiques de vent et pression (VP). La figure 3.9.a représente la RMS de h_{VP} sur toute la période simulation. La forte RMS de h_{VP} obtenue dans le Sud de la région est expliquée par la forte variabilité de la pression atmosphérique dans cette région (Fig. 3.11). Par ailleurs, les isocontours de la RMS de h_{VP} sont très influencés par la bathymétrie locale : à l'Ouest du plateau de Kerguelen, ces isocontours ont une très forte répartition zonale. Les contours de variabilité situés au Nord de $62^\circ S$ à l'Ouest de la région d'étude bifurquent alors brutalement vers la Nord avant d'atteindre le plateau. Autour d'Elan Bank et à l'extrémité Est du chenal de Fawn Trough, on remarque des zones de forte variabilité de h_{VP} , qui sont liées à des fortes variations du transport dans ces régions. Sur la plateau Antarctique, la RMS devient plus faible. Enfin, la variabilité de h_{VP} s'accroît sous la plate-forme de glace d'Amery.

Contrairement à la distribution de la RMS de h_{VP} , la carte de variabilité de ibd_{VP} (Fig. 3.9.b) possède un caractère beaucoup moins zonal. Cette distribution ressemble fortement à celle obtenue par VIVIER *et al.* (2005) avec des champs d'élévation barotrope filtrés en temps et en espace. On distingue deux zones de faible variabilité dans la répartition de la variabilité. La première, située au Nord-Ouest du plateau de Kerguelen, contient le bassin de Crozet et la dorsale Sud-Ouest Indienne. La seconde correspond à

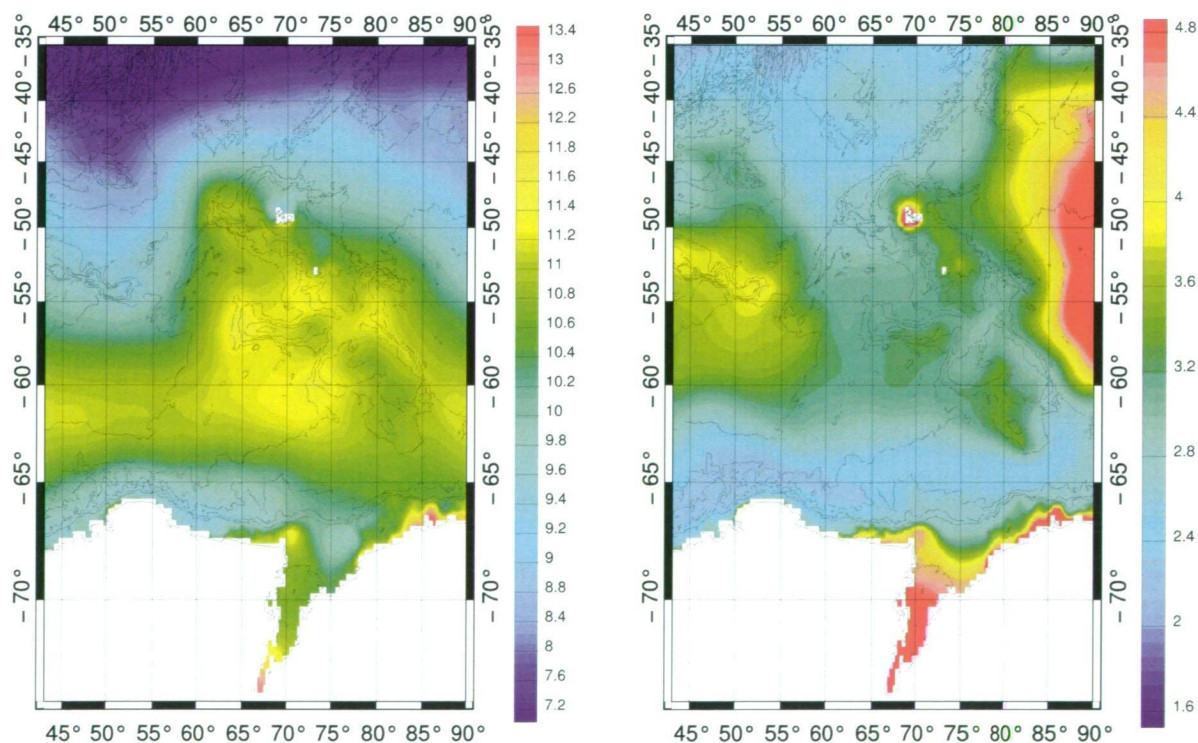


FIG. 3.9 – De gauche à droite : RMS (en cm) des élévations totales (a) et des élévations corrigées du baromètre inverse (b) pour le modèle forcé avec les champs de vent et pression. Les contours de bathymétrie tous les $1000\ m$ sont superposés.

3.2. Étude de la réponse barotrope de l’océan aux forçages atmosphériques

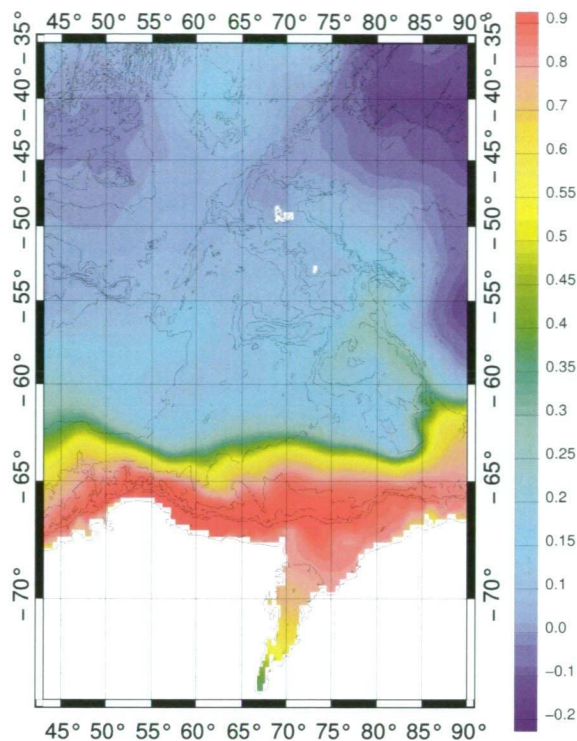


FIG. 3.10 – Corrélation de ibd_{VP} au point $60^{\circ}E/67^{\circ}S$ avec ibd_{VP} du reste du domaine. Les contours de bathymétrie tous les 1000 m sont superposés.

une large bande ($\approx 5^{\circ}$ en latitude) autour du continent Antarctique qui contient notamment le plateau continental, et également le bord Est du Sud du plateau de Kerguelen. Lorsqu’on corrèle ibd_{VP} d’un point de cette région de faible variabilité avec le reste du domaine, on obtient une répartition des fortes corrélations équivalente à celle de la RMS pour cette région du domaine (Fig. 3.10). Les zones de forte variabilité de ibd_{VP} correspondent au Conrad Rise à l’Ouest du domaine, à la région côtière des îles Kerguelen, à la cavité sous l’AIS, et à l’Est du plateau de Kerguelen. Ces quatre zones correspondent effectivement à des régions où le baromètre inverse compte pour moins de 63% de la variabilité du signal total d’élévation barotrope (Fig. 3.11). Contrairement aux 3 premières régions, la région située à l’Est du plateau est très profonde ; elle correspond à l’extrémité Ouest du bassin Australien-Antarctique. La forte variabilité de ibd_{VP} qui s’y trouve s’explique par un mode de résonance barotrope en réponse aux fluctuations du vent dans ce bassin de l’océan Austral (FUKOMORI *et al.* (1998), FU (2003)). Enfin, on distingue également des zones de variabilité moyenne à Elan Bank, et sur les parties Nord et Sud du plateau de Kerguelen, c’est-à-dire des zones assez peu profondes. La carte de ibd_{VP} permet de mettre en évidence l’impact du plateau de Kerguelen sur la distribution de la réponse dynamique barotrope de l’océan aux forçages météorologiques.

L’impact qu’a le plateau sur les élévations barotropes est également illustré par la figure 3.11. Cette figure estime le pourcentage de variabilité expliquée par le baromètre inverse dans la simulation forcée en vent et pression et forcée par la pression uniquement. La figure 3.11.b nous permet de visualiser la réponse non-isostatique de l’océan à la pression. Cette réponse est la plus importante sous l’AIS et au Nord de $40^{\circ}S$. La carte

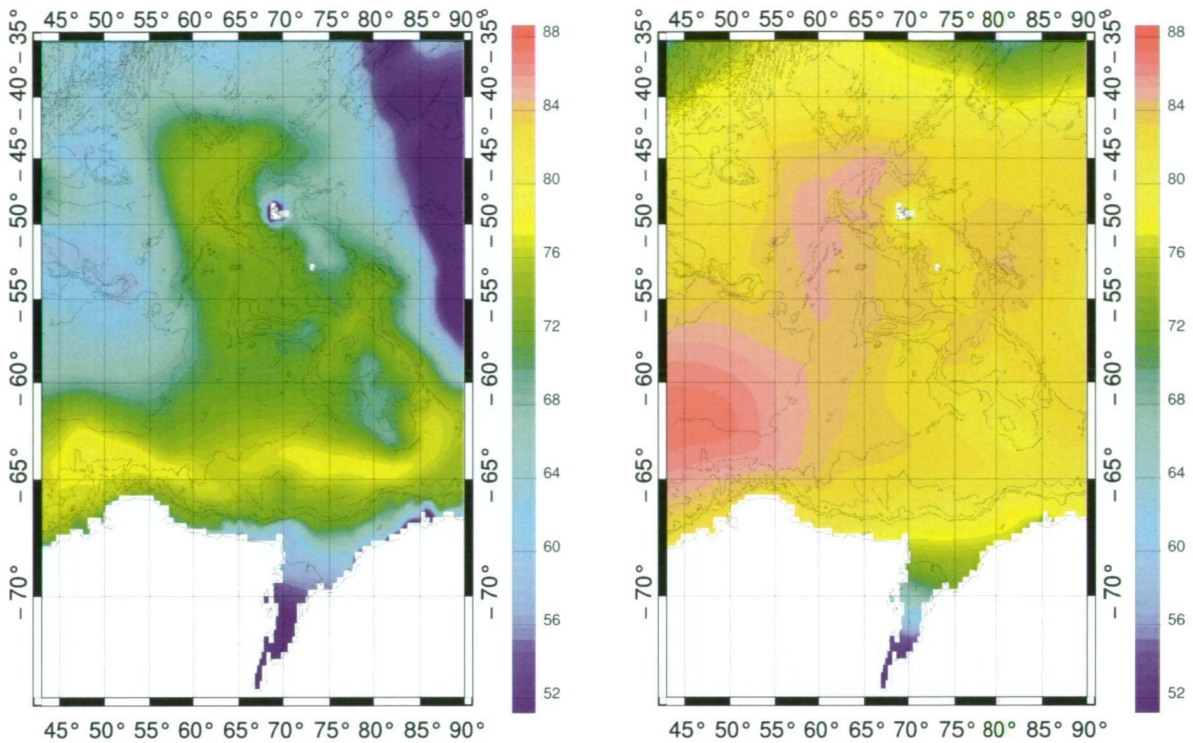


FIG. 3.11 – De gauche à droite : variabilité du signal expliquée par le baromètre inverse pour les simulations forcées en vent et pression ($simu_{VP}$) et par la pression atmosphérique uniquement ($simu_P$).

met aussi en évidence le rôle du plateau de Kerguelen pour la réponse de l'océan forcé par la pression atmosphérique. À l'Ouest du plateau les effets non-isostatiques sont assez faibles, en particulier dans le Sud-Ouest du domaine, dans une zone qui correspond à l'extension du gyre de Weddell. À l'Est ces effets sont plus importants et sont maximum dans le bassin Australien-Antarctique. Le plateau apparaît alors comme une barrière dans la distribution des élévations du modèle en réponse à la pression atmosphérique. Ce rôle d'obstacle est mis en évidence de manière plus prononcée dans la modélisation forcée en vents et pression. Sur le bord Ouest du plateau, les effets du baromètre inverse expliquent $\approx 72\%$ de la variabilité du signal total alors qu'ils en expliquent moins de 63% à l'Est du plateau. Notons enfin que le baromètre inverse explique fortement la variabilité autour du continent Antarctique.

Pour analyser plus en détail la variabilité des élévations de surface du modèle, nous avons appliqué la méthode des EOF (Empirical Orthogonal Functions) qui permet de décomposer les principaux modes spatiaux de variabilité et de suivre leur évolution temporelle. Les résultats pour les deux modes dominants de ibd_{VP} sont présentés sur la figure 3.12. Le premier mode explique 50% de la variance du signal (à titre de comparaison les trois premiers modes à eux seuls expliquent plus de 75% de la variance du signal). Ce mode est piégé par les contours de vorticité, potentielle f/H autour du continent Antarctique. L'existence de ce mode a été établie de manière circumpolaire à l'aide du modèle FRAM (FRAM GROUP (1991)) par HUGHES *et al.* (1999) qui ont montré que la réponse du mode était cohérente avec la tension du vent méridienne moyennée zonalement pour des périodes comprises entre 10 et 220 jours. À l'aide de données marégraphiques situés le

3.2. Étude de la réponse barotrope de l’océan aux forçages atmosphériques

long de la côte Antarctique, AOKI (2002) a mis en évidence que les élévations de surface étaient anti-corrélés avec le SAM. HUGHES *et al.* (2003), à l’aide de capteurs de pression de fond, a étendu cette relation à toute la ceinture circumpolaire. Le premier mode EOF de la tension méridienne du vent (3.13) montre effectivement un mode important qui s’étend légèrement au delà du talus du plateau Antarctique. Enfin, VIVIER *et al.* (2005) ont également établi l’existence de ce mode en utilisant un modèle barotrope uniquement forcé par le vent. L’analyse de leur simulation a montré que ce mode s’étendait de manière méridionale lorsqu’il était au voisinage de caractéristiques bathymétriques telles que la dorsale Pacifique-Antarctique, et que cette extension apparaissait sur leur bords Est des forts gradients de bathymétrie. Sur la carte de la première composante, le mode barotrope semble effectivement se développer sur le bord Est de la partie Sud du plateau de Kerguelen, confirmant l’analyse de VIVIER *et al.* (2005). Bien que le premier mode EOF compte pour la moitié de la variabilité de ibd_{VP} , il reste confiné autour du continent Antarctique. Au Nord de cette région, la réponse de l’océan est liée à la présence du plateau de Kerguelen. En effet, le mode 2, qui représente 16% de la variabilité, consiste en un mode de balance axée sur le plateau entre les bassin d’Enderby à l’Ouest et Australien-Antarctique à l’Est (Fig. 3.12).

Pour analyser de manière plus détaillée les élévations ibd_{VP} en réponse au forçage atmosphérique dans ces différents bassins, nous avons examiné les spectres de cohérence entre les élévations du modèle d’une part, et le baromètre inverse, la tension du vent ($\vec{\tau}$) et le rotationnel de tension du vent ($rot(\vec{\tau})$) d’autre part. VIVIER *et al.* (2005) ont déjà appliqué cette méthode pour $rot(\vec{\tau})$ sur tout l’océan Austral en moyennant les

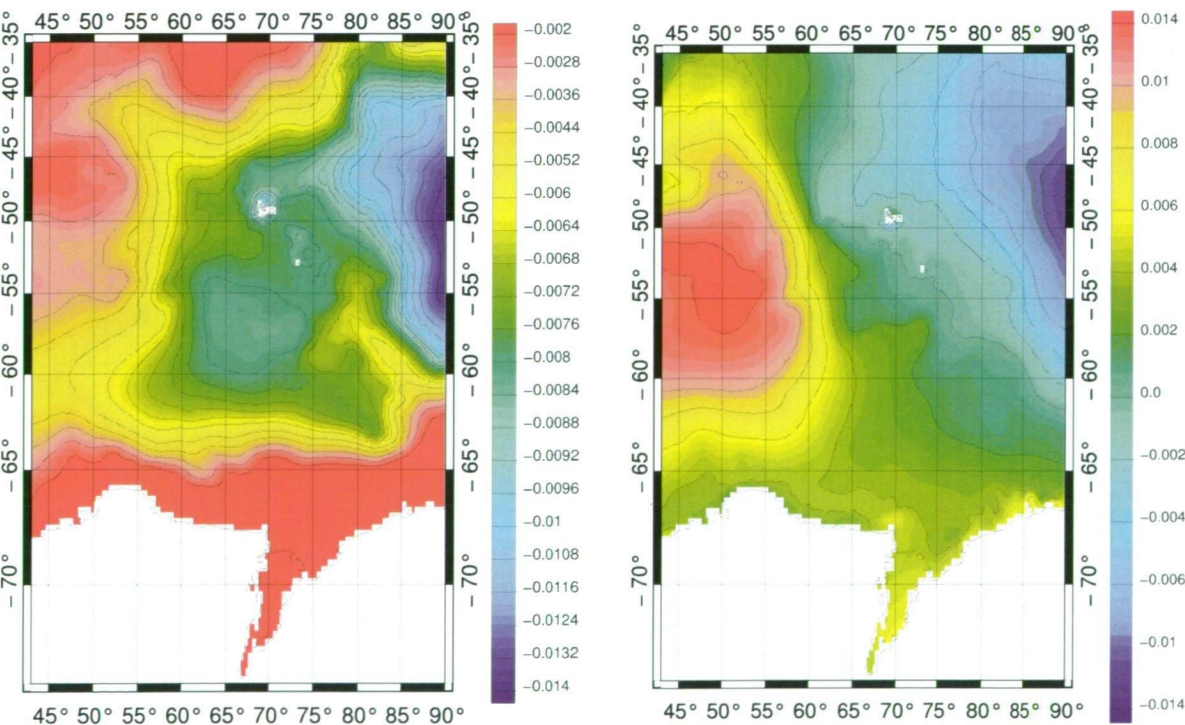


FIG. 3.12 – Principaux modes de variance pour ibd_{VP} (²). Le premier mode (gauche) compte pour plus de 50% de la variance totale. Le deuxième mode (droite) explique $\approx 16\%$ de la variance du signal.

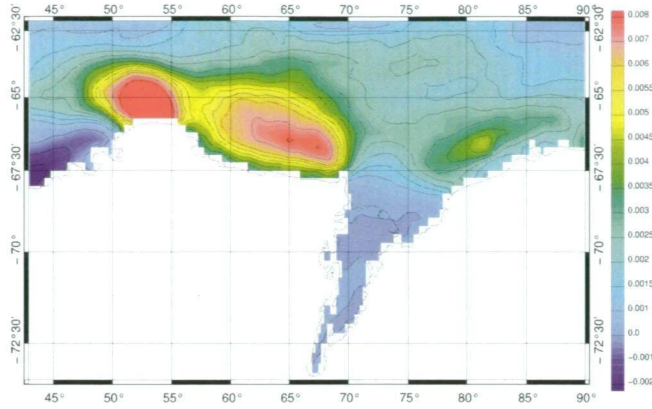


FIG. 3.13 – Premier mode de variabilité de la tension méridienne du vent.

spectres de cohérence sur des bandes de fréquence (15-50 jours, 49-205 jours et 184-1026 jours). Ils ont ainsi mis en évidence des zones de réponse aux forçages atmosphériques très distinctes et établit un lien entre ces zones et les contours de f/H . En suivant ces résultats, nous avons décidé d'extraire les spectres de cohérence en un point représentatif de la variabilité de chacune de ces régions et d'étudier de manière précise tous les spectres obtenus, plutôt que de chercher une information sur les répartitions géographiques des spectres moyennés sur des bandes de fréquence arbitraires. Les spectres de cohérence obtenus sont représentés sur la figure 3.14

Cette figure confirme tout d'abord l'importance de la pression atmosphérique sur la variation des élévations du modèle. Dans la bassin de Crozet, $\vec{\tau}$ et $rot(\vec{\tau})$ forcent les élévations pour la bande de fréquence comprise entre 1 et 9 jours. Bien que le rotationnel du vent contraigne les élévations pour des périodes avoisinant 70 jours, la tension du vent influence de manière plus importance la basse fréquence (entre 39 et 95 jours). Sur la partie Nord du plateau de Kerguelen, la très haute fréquence est forcée à la fois par $\vec{\tau}$ et $rot(\vec{\tau})$. Pour des fréquences plus basses, les effets de $\vec{\tau}$ sont insignificatifs sur les élévations, contrairement à ceux du rotationnel du vent. Ces analyses confirment les résultats de MEREDITH et HUGHES (2004), qui, en corrélant des mesures de pression de fond à Kerguelen avec des cartes de rotationnel du vent, ont montré que la dynamique de la partie Nord du plateau de Kerguelen était principalement forcée par $\vec{\tau}$ pour des périodes comprises entre 5 jours et 1 an. Enfin les élévations des bassins d'Enderby et Australien-Antarctique sont plus forcées par le rotationnel que par la tension du vent. $\vec{\tau}$ agit essentiellement sur la très haute fréquence, et, de manière moins significative, il influe sur des périodes plus longues (jusqu'à 2 mois). Ce résultat est en accord avec les analyses de VIVIER *et al.* (2005) qui avaient notamment mis en évidence une zone de cohérence entre les élévations et $\vec{\tau}_x$ dans la partie profonde du bassin Australien-Antarctique pour la haute et la moyenne fréquence.

3.2.4 Conclusion

Les simulations de réponse barotrope de l'océan au forçage atmosphérique ont permis d'étudier la circulation dans l'océan Indien Austral. Celle-ci fait nettement apparaître la branche principale de l'ACC s'écoulant entre les îles Kerguelen et Amsterdam, et les

3.2. Étude de la réponse barotrope de l’océan aux forçages atmosphériques

branches secondaires dans Fawn Trough et Elizabeth Trough. Nous avons également distingué le Courant Côtier Antarctique, le gyre de Weddell, et au second au Sud-Est de la région dans la circulation barotrope. En confrontant la circulation océanique obtenue par notre modèle régional aux courants géostrophiques issus de l’altimétrie (RIO et HERNANDEZ (2004)) comprenant les composantes barotropes et baroclines, nous avons obtenu des structures très semblables attestant de la très forte barotropicité de la circulation dans cette région (KOBLINSKY (1990)). Nous avons obtenu un transport barotrope de l’ACC de $36 Sv$, ce qui est en accord avec les études précédentes de VIVIER *et al.* (2005) et OLBERS et LETTMANN (2007). Nous nous sommes alors intéressé aux variations temporelles de la branche de courant s’écoulant dans Fawn Trough ; son analyse nous a permis de mettre en évidence la forte corrélation de ce courant avec l’indice climatique du Southern Annular Mode. Nous avons cherché à caractériser les modes de variabilité dans l’océan Indien Austral et leurs forçages. La décomposition par la méthode des EOFs a mis en évidence un mode autour de l’Antarctique forcé par la tension méridienne du vent. Elle a également permis de distinguer l’importance du plateau de Kerguelen sur la distribution de la réponse dynamique barotrope aux forçages météorologiques, et le calcul des spectres de cohérence a mis en évidence l’importance de rotationnel de tension de vent sur cette dynamique de part et d’autre du bassin.

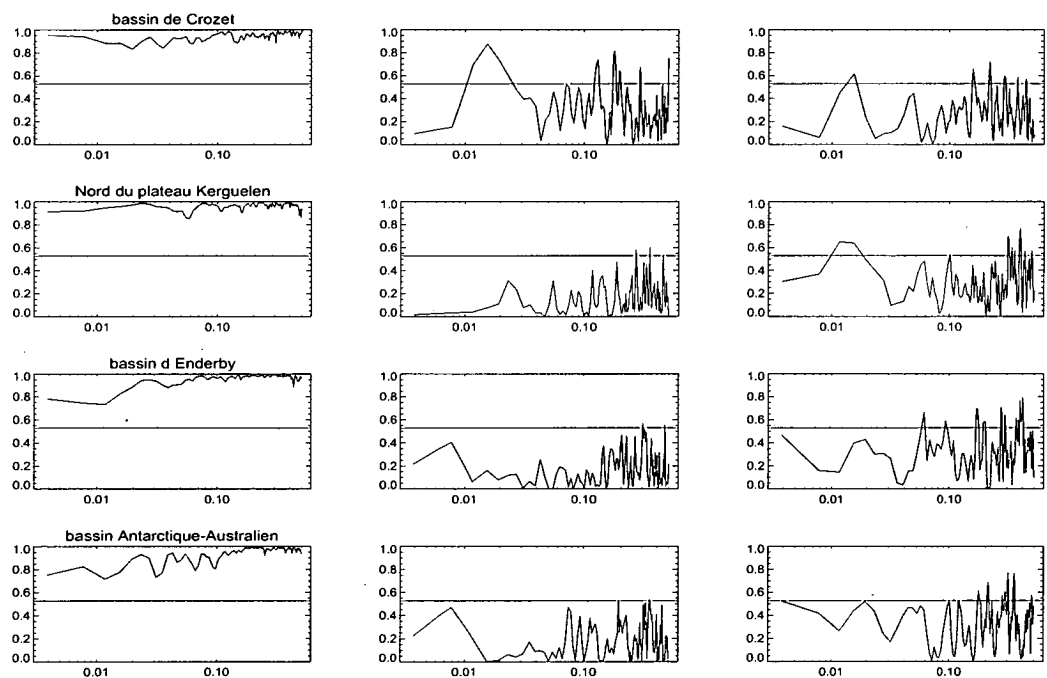


FIG. 3.14 – Spectres de cohérence entre les élévations du modèle et (de gauche à droite) le baromètre inverse, la tension du vent et le rotationnel de tension du vent pour des points situés (de haut en bas) dans le bassin de Crozet, sur la partie Nord du plateau de Kerguelen, dans le bassin d’Enderby et dans le bassin Australien-Antarctique. L’axe des abscisses représente les fréquences (j^{-1}). Les spectres sont significatifs pour des valeurs supérieures à 0.53 (ligne rouge).

3.3 Influence du mélange latéral sur la croissance du phytoplancton : distribution dans la région du plateau Kerguelen (Maraldi C., Mongin M., Testut L., Coleman R., *Deep-Sea Research*, 2008, accepted)

La première partie de ce chapitre nous a permis d'étudier, entre autre, les courants barotropes dans l'océan Indien Austral. Grâce à la modélisation régionale, nous avons pu accéder à sa dynamique de manière détaillée. Les résultats obtenus mettent clairement en évidence d'importants courants, qu'ils soient dus à la marée ou au forçage atmosphérique, sur la partie Nord de plateau Kerguelen et sur son talus. Dans le cadre de la dynamique haute fréquence, ces vitesses peuvent avoir des variations de direction et d'amplitude rapides et discontinues. Ces changements engendrent alors un *cisaillement horizontal* puisque les vitesses sont homogènes sur toute la colonne d'eau, et que les variations s'effectuent sur des couches horizontales.

Le cisaillement horizontal n'a jamais été étudié dans la région du plateau de Kerguelen. Ce mécanisme a fait l'objet d'une étude dans l'océan Austral (BECKMANN et PEREIRA (2003)). Elle avait pour but d'étudier la conséquence du mélange latéral sur le mélange des masses d'eau aux abords des plates-formes de glace antarctique.

A partir des vitesses horizontales, nous avons estimé le mélange latéral sur notre domaine d'étude. Notre principale motivation était alors de corrélérer ce processus physique avec la croissance phytoplanctonique qui a lieu chaque année sur le Nord du plateau Kerguelen. Cette étude a fait l'objet d'un article que nous avons soumis au journal *Deep Sea Research* : The influence of lateral mixing on phytoplankton bloom : distribution in the Kerguelen Plateau region (Maraldi C., Mongin C., Testut L., Coleman R., 2008).

Abstract

A very unique phytoplankton bloom appears every year during the austral spring and summer in the Northern Kerguelen Plateau region. The Kerguelen Ocean and Plateau compared Study (KEOPS) showed that an increase in subsurface iron coming up from the seafloor through vertical mixing was responsible for the observed increase in chlorophyll-a above the plateau. We demonstrate that the bloom pattern is not a simple increase of biomass over shallow water : it is strongly influenced by the bathymetry and its spatial extent controlled by strong currents around the plateau. Here we focus on the lateral mixing process to find explanations for the particular shape of the bloom. We use the SMAGORINSKY (1963) formula to estimate and map fields of lateral mixing time scales (τ) due to barotropic tidal currents, barotropic atmospheric forced currents, Ekman and geostrophic velocities. Results show that short time scale mixing is strongly influenced by the tidal process while the other processes have minor influences. Comparisons of τ and satellite chlorophyll-a images show that the spatial pattern of the bloom seems to be delimited by a barrier of high lateral mixing that is essentially due to tides. This emphasises the role played by the tides over the Kerguelen Plateau, in supplying iron to the phytoplankton and by containing the horizontal shape of the bloom. This is

3.3. The influence of lateral mixing on the Kerguelen phytoplankton bloom

one of the first times such a link has been demonstrated, which has implications for the study of iron advection in the ocean.

Keywords : lateral mixing, tide, chlorophyll, Kerguelen Plateau.

3.3.1 Introduction

The Sub Antarctic Zone in the Southern Ocean is a HNLC (High Nutrient Low Chlorophyll) region with low phytoplankton biomass in spite of high macro-nutrient concentration. This behaviour has been attributed to micro nutrient limitation, such as iron (HART (1934), DE BAAR *et al.* (1995), BOYD *et al.* (2000), BOYD (2002)). Measurements of dissolved iron in the mixed layer showed that iron concentrations were usually low throughout the Southern Ocean and that iron addition enhanced phytoplankton productivity (MARTIN *et al.* GORDON (1990)). While deliberate iron fertilization experiments showed that adding iron increased primary production and possibly export (DE BAAR *et al.* (2005), BOYD *et al.* (2007)), little was known about long term modification in the exported fluxes of carbon or changes in the ecosystem itself. The main aim of the KEOPS project, which took place during January and February 2005 around the Kerguelen Islands, was to better understand the mechanisms of naturally occurring iron fertilization.

It is now understood that the occurrence of the large phytoplankton bloom over the Kerguelen Plateau (Fig. 3.15, right, bloom B) is caused by an increase of deep dissolved iron supply due to enhanced vertical mixing over the plateau (BLAIN *et al.* (2007)), and that this increased vertical mixing was due to internal tidal waves (PARK *et al.* (2008a)). The net biological community production derived from the cruise showed a threefold increase between the plateau bloom area and the outside plateau area that lead to a significant enhancement of the carbon export flux over the plateau. This demonstrated that the carbon sequestration efficiency, which is a measure of the excess of carbon export per unit of iron supplied (DE BAAR *et al.* (2005)), was much higher than during artificial fertilization. Despite relatively sluggish circulation over the plateau, MONGIN *et al.* showed that the Kerguelen Island's plateau and shelf region could fuel an area much larger than the plateau itself by assuming that iron is being transported offshore during winter.

The objective of our study is to link the spatial distribution of the KEOPS plankton bloom to geophysical surface characteristics. TYRRELL *et al.* (2005) found some correlations between seafloor depth and chlorophyll-a concentration in HNLC regions. Statistical comparisons revealed that, in general, shallow water regions have higher peaks in chlorophyll concentration than deep water areas. Some studies have used the derivation of Lagrangian diagnostics to reconstruct the specific effect of horizontal mixing on bloom patterns. ABRAHAM *et al.* (2000) used a Lagrangian method to highlight the efficiency of the deformation field associated with mesoscale circulation to reproduce surface chlorophyll filaments observed in satellite imagery of the Southern Ocean. LEHAHN *et al.* (2007) computed Lagrangian diagnostics from geostrophic fields and compared the results with satellite-derived plankton patches. Similarly, results have been established to explain the KEOPS bloom pattern. MONGIN *et al.* (2008) concluded that the phytoplankton bloom shape was clearly related to bathymetry and surface advection fields and PARK *et al.*

(2008b) suggested it was strongly influenced by the strong currents bounding it. These results explain the principal features of the bloom, in particular, they support the observation that the bloom is concentrated over the northern Kerguelen Plateau and is not advected away from the Plateau shelf break. However other characteristics are still not explained, such as the low chlorophyll tongue that appears regularly north of Heard Island. There are probably other physical processes to explain those characteristics. In particular, MARTIN (2003) discussed the way lateral stirring and mixing could influence the spatial structure in phytoplankton distribution. ABRAHAM *et al.* (2000) showed that horizontal stirring acted as an important control on the SOIREE iron fertilized chlorophyll bloom development and diffusion in the Southern Ocean. More recently, LEHAHN *et al.* (2007) studied the effect of the geostrophic stirring on the Northern Atlantic spring bloom variability.

In this study, we focus on the lateral mixing process to find explanations of the northern Kerguelen Plateau bloom pattern. We use the SMAGORINSKY (1963) formula that relates mixing to the strain deformation of the velocity field. The eastward and northward velocity components were computed using barotropic tidal currents, barotropic currents in response to atmospheric forcing, geostrophic currents and surface Ekman currents.

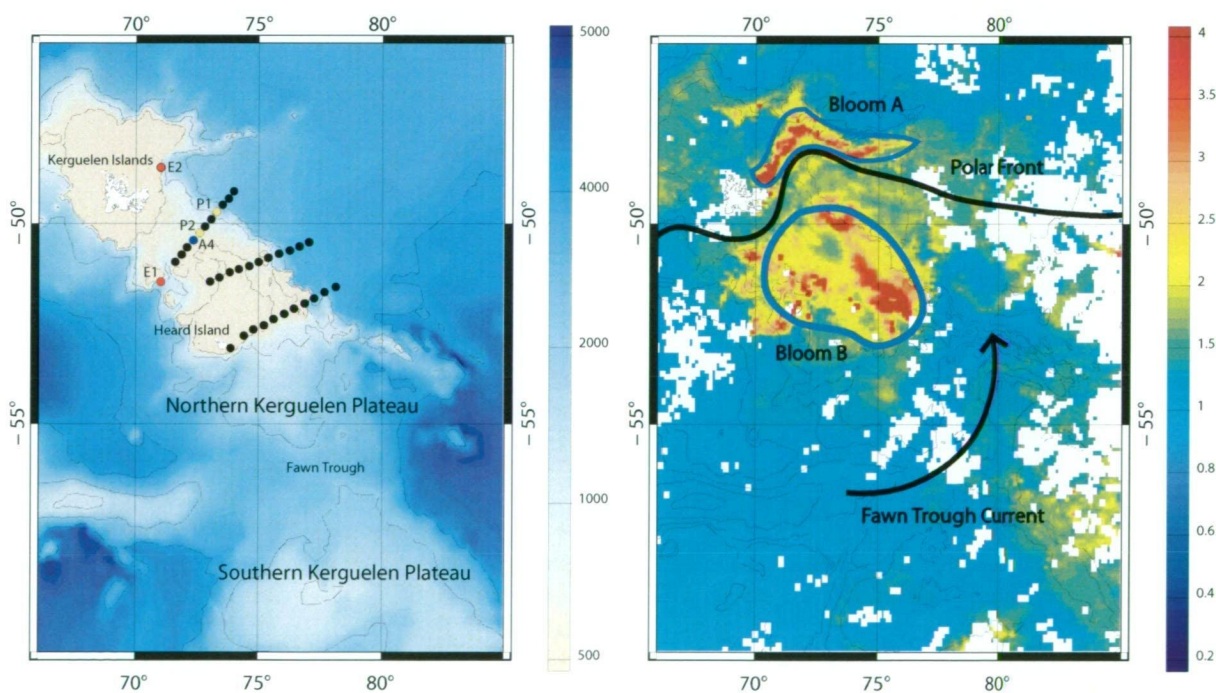


FIG. 3.15 – Left : Detailed bathymetry of the Kerguelen Plateau using the GEBCO bathymetry. Depths are in meters. The three hydrographic sections of the KEOPS cruise are superimposed in black, yellow and blue dots. The P1 and P2 current meter stations are located in yellow. E1 and E2, two sites where temporal extractions of τ have been done, are located in red. Station A4 is shown as a blue dot. Right : Mean chlorophyll concentration (in $mg.m^{-3}$) on the period from 19/12/2004 to the 26/12/2004. The Polar Front from PARK et CHARRIAUD (1998) and the Fawn Trough current are shown. The position of bloom A and bloom B are superimposed.

3.3. The influence of lateral mixing on the Kerguelen phytoplankton bloom

3.3.2 Data and Model

3.3.2.1 Velocity field

The barotropic tidal and wind forcing current components are computed using the MOG2D/T-UGOm barotropic, time-stepping and non-linear model. This model, derived from LYNCH et GRAY (1979), computes the sea level variations and the mean currents by solving the shallow water and momentum equations on a finite element mesh. This space discretization method allowed the mesh to be larger in the deep ocean and the resolution to be increased in coastal areas and regions with strong topographic gradients, like the Kerguelen Plateau shelf break, enabling good resolution of gravity waves. The mesh covers the southern part of the Indian Ocean with a grid size ranging from a few kilometres or less along the coast and the shelf break to about 100 km in the deep ocean. The regional tidal model used here has been validated using sea surface elevation data (MARALDI *et al.* (2007)). The 8 main tidal constituents are computed and the elevations from the FES2004 global solution (LYARD *et al.* (2006)) are used to force the model along the open boundaries.

The atmospheric forced model is driven using pressure and 10 meter altitude wind speeds from the European Centre for Medium-range Weather Forecasting (ECWMF) analysis fields. These forcing fields have been interpolated onto a $1/4^\circ$ by $1/4^\circ$ regular grid and the temporal resolution is 3 hours; they are bilinearly interpolated to the model one hour time step. At the open boundaries, we use the currents from the global MOG2D/T-UGOm simulation of the response to atmospheric forcing (CARRÈRE et LYARD. (2003)) driven by the same ECMWF fields as the regional model. The global simulation uses the GEBCO 1-minute global bathymetric grid and the regional simulation uses the GEBCO bathymetry improved with updated topographic data around the Kerguelen Islands (MARALDI *et al.* (2007)).

The regional simulation ran from November 2004 to February 2005 with sea surface elevations and currents being recorded hourly. The horizontal tidal and atmospheric forced velocities are interpolated onto the same regular grid.

We used geostrophic ocean currents developed by the CTOH (Centre de Topographie des Océans et de l'Hydrosphère) at LEGOS (SUDRE et MORROW (2008)). The geostrophic currents are calculated from altimetry sea surface height (SSH) fields and are distributed over a global $1/4^\circ$ Mercator grid. The SSHs are computed using the mapped sea level anomalies from the Data Unification and Altimeter Combination System and the mean dynamic topography RIO05 (RIO et HERNANDEZ (2004)). Ekman surface currents are derived from the same ECMWF wind and pressure fields used to force the model.

3.3.2.2 *In situ* current measurements

We used measured current profiles from two sites to validate the model velocity fields, one situated on the northern Plateau (P2, Fig. 3.15, left) and the other one on its eastern shelf break (P1; Fig. 3.15, left). The measurements of current profiles were made using ADCPs (Acoustic Doppler Current Profilers), which were moored during the KEOPS campaign and retrieved a year later. Each one-year long mooring contains 46 cells of measurements sampled every 10 meters and every one hour. The P1 and P2 sites (Fig.

3.15, left) had their shallowest cell at 110 meters and 3 meters deep respectively.

3.3.2.3 Satellite chlorophyll images

Eight-day mapped images at 9-km resolution from the merged Chlorophyll (Aqua-MODIS and SeaWiFS) product were obtained from the Goddard Space Flight Center Distributed Active Archive Center. This product combines satellite measurements of ocean chlorophyll from the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS), and the Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor (SeaWiFS). The use of such a merged product is highly recommended as the quality of the remote sensing-based chlorophyll-a estimate is still debated, especially in the Southern Ocean (GARCIA *et al.* (2005)). This is mainly due to the lack of in situ data for the satellite sensor calibration in the Southern Ocean, and for the determination of the frontiers between coastal and open ocean waters around the subtropical islands. WATSON et CASEY (2007) showed that a combination of data from the MODIS and SeaWiFS sensors was best able to minimize the discrepancies between satellite and in situ estimates of chlorophyll-a. While higher resolution products are available, the 9 km resolution is sufficient to distinguish the small scale structure of chlorophyll over an 8 day period.

3.3.3 Methods

A simple sum of velocity components (tidal, barotropic atmospheric forced, geostrophic and Ekman velocities) is computed, neglecting the non-linear effects between the various processes, which are assumed to be small in comparison to the total velocities. The combination of all of the velocities is then used to determine the lateral mixing. This computation, based on the SMAGORINSKY (1963) formulation in which the magnitude of the horizontal mixing is proportional to horizontal current shear, leads to a time scale τ given by :

$$\tau = \left[\left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right)^2 \right]^{-1/2} \quad (3.5)$$

where u and v are the eastward and northward velocity components, x and y are the eastward and northward coordinates, and D_S and D_S are the tension and shearing strains. The physical process associated with this formula can be explained as follows : in a given area, fast and discontinuous variations of the horizontal water displacements affect the direction of the currents or/and their amplitudes. These variations induce horizontal shear, which is directly related to the lateral mixing via equation (1).

The time scale has been computed at each time step and averaged over 8-day periods, corresponding to the different 8-day satellite composite periods. For the time scale computation using the barotropic velocities only, we used the model prescribed spatial grid and a 1-hour time step. For the results including the Ekman currents, the ECMWF wind speed grid was extrapolated onto the model grid and we used a time step of 3 hours. Such temporal discretizations are adequate to distinguish rapid changes in the velocity fields, and they are sufficient to allow comparisons with the 8-day chlorophyll satellite images after being averaged.

3.3. The influence of lateral mixing on the Kerguelen phytoplankton bloom

3.3.4 Validation of model currents

Tidal currents and atmospheric forced currents have been compared to the current meter observations. The model velocities have been validated in the article submitted to *Deep Sea Research*. However, as it has already been developed in the thesis manuscript (see sections 2.3 and 2.4), this part is not included there.

3.3.5 Results

We first focused on the vertical uniformity of the ADCP time series to examine if the tidal currents are purely barotropic or if there is an internal tide component. Fig. 3.16 shows the evolution with depth of the M_2 semi major axis (SEMA) at the P1 and P2 sites. We clearly see that the SEMA are not uniform with depth. In particular, in the shallowest depths, the currents vary strongly. In this ocean layer, currents are strongly influenced by winds and the harmonic analysis can not separate the tidal components from the atmospheric pressure and wind effects. This layer is approximately 80 meters and 540 meters deep at P2 and P1 sites respectively, which is consistent with PARK *et al.* (2008b) observations. The deepest observation cell at P1 is only a few meters deeper than the layer thickness, therefore we cannot use these data to see any internal tide profile. At the P2 location, the SEMA length decreases strongly from 80 m to 260 m, which corresponds to the thermocline, as we can see from the salinity profile at the A4 station close to the P2 site (Fig. 3.16, right). Below 260 m, the SEMA decrease slowly, this indicates the presence of internal tides and confirms the observations of PARK *et al.* (2008a). Those variations of SEMA due to internal tides are very small in comparison with the SEMA amplitudes, suggesting that the effects of internal tides are weak compared to the effects of barotropic tides.

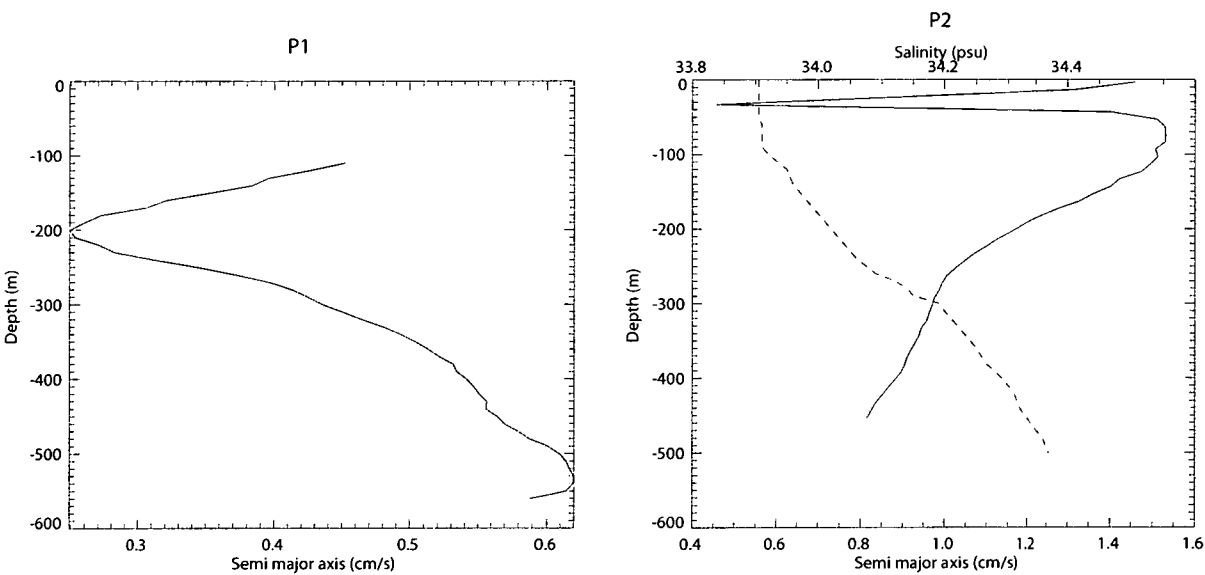


FIG. 3.16 – Profiles of the M_2 semi major axis at P1 (left) and P2 (right) sites. The salinity at the A4 site (see Fig. 3.15) has been overlaid on the P2 profile (dashed line).

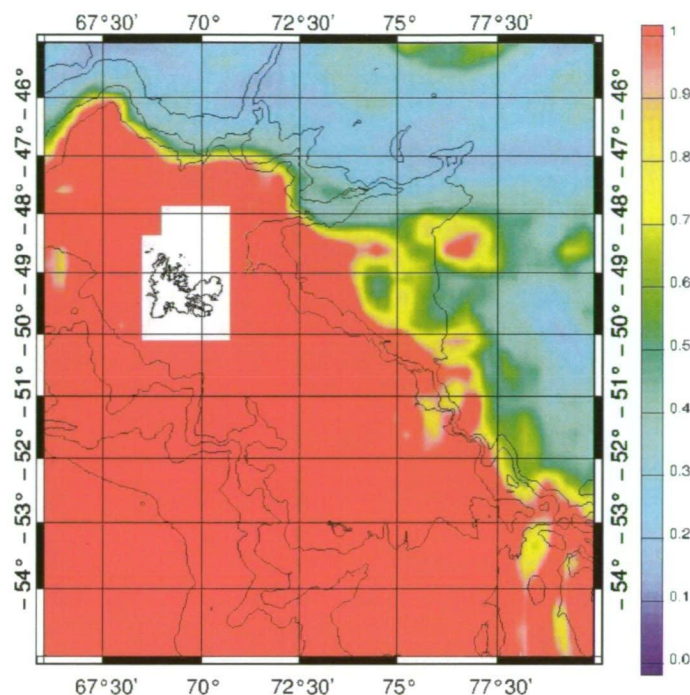


FIG. 3.17 – Ratio between the Ekman current variability and the geostrophic current variability. The red areas correspond to Ekman dominant areas. Bathymetry contours every 1000 meters are shown.

To investigate whether the Ekman currents or the geostrophic currents were dominant over the bloom region, we have computed the ratio between the Ekman current variability and geostrophic current variability over the November 2004 to February 2005 period (Fig. 3.17). The Ekman process is clearly dominant over the Kerguelen Plateau, probably due to lower water column thickness. Furthermore, geostrophic currents are large scale currents making their shear strain small, we hence do not expect them to have an important impact on the short lateral mixing time scales. Thus, we will not take into account the geostrophic currents to compute the lateral mixing time scale τ used later in the study as they are insignificant compared to other currents in the bloom region.

To be consistent with chlorophyll images, we average the mixing time scales onto the same eight day period as the satellite data. Fig. 3.18 shows the time scales computed using the tidal currents, the atmospheric forced currents and the Ekman currents for the January 1-8, 2005 period. Time scales between 0 and 10 days are plotted as they correspond to high lateral mixing areas (BECKMANN et PEREIRA (2003)). Lateral mixing is not uniformly distributed on the plateau, we find short time scales indicating strong mixing along the Northern Kerguelen Plateau shelf break, while other regions are relatively quiet. The strong lateral mixing regions are highly correlated with the strong bathymetric slope areas; this is due to important barotropic tidal current intensification in regions of pronounced bathymetric gradients. However, the horizontal mixing is not simply related to the bottom slope as we can see a tongue of important mixing coming from Heard Island and extending northward, whereas there is no special bathymetric

3.3. The influence of lateral mixing on the Kerguelen phytoplankton bloom

feature evident.

To investigate the temporal variability of τ in this region, we have extracted time scales for two sites during January 2005 : one (E1) situated within the short time scale area around the KEOPS bloom, and the other one (E2) situated northeast of the Kerguelen Islands. At each site, we see important temporal variability of τ (Fig. 3.19). At E2, τ lies between 0 and 8 days. Peaks of τ appear regularly with periods slightly greater than one day. At E1, there is a succession of very short and larger time scales ; τ is more variable than at E2, probably due to more variations in velocities there. To investigate what physical process is responsible for such variability, we have computed 8-day averaged mixing time scales during January 1-8, 2005 using tidal currents only (τ_1), using currents from the tidal model and the barotropic atmospheric forced model (τ_2) and using both of the barotropic velocity components and Ekman currents (τ_3). Fig. 3.20 displays the difference between τ_1 and τ_2 (a), τ_1 and τ_3 (b), and the contours of τ_1 for time scales between 0 and 10 days. The differences for (a) and (b) are lower than 2 days, suggesting that tidal currents are the most important contribution for short lateral mixing time scales in this region. Actually, during a tidal cycle, which is about half a day or one day for the main tidal constituents, the tidal currents rotate and their vectors describe an ellipse. This implies that their directions and amplitudes vary strongly at short time scales and thus tides generate high lateral mixing.

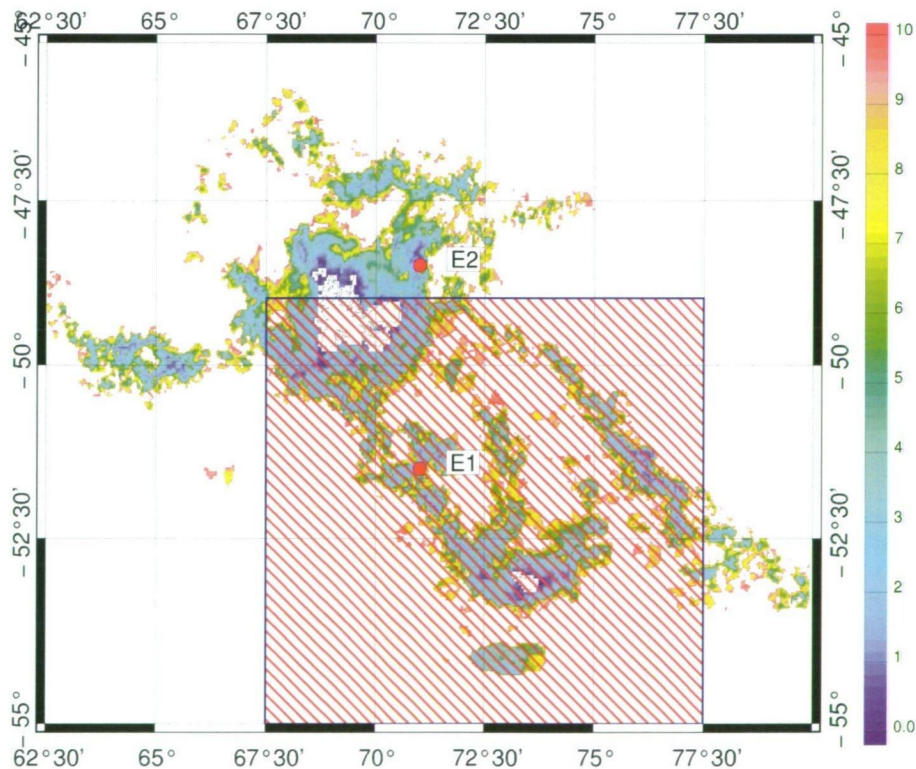


FIG. 3.18 – Mixing time scales (days) computed from the tidal currents, the atmospheric forced currents and the Ekman velocities. White areas represent time scales larger than 10 days. E1 and E2 are the two sites where temporal extractions of τ have been done. Figure 3.22 has been computed using data within the blue box.

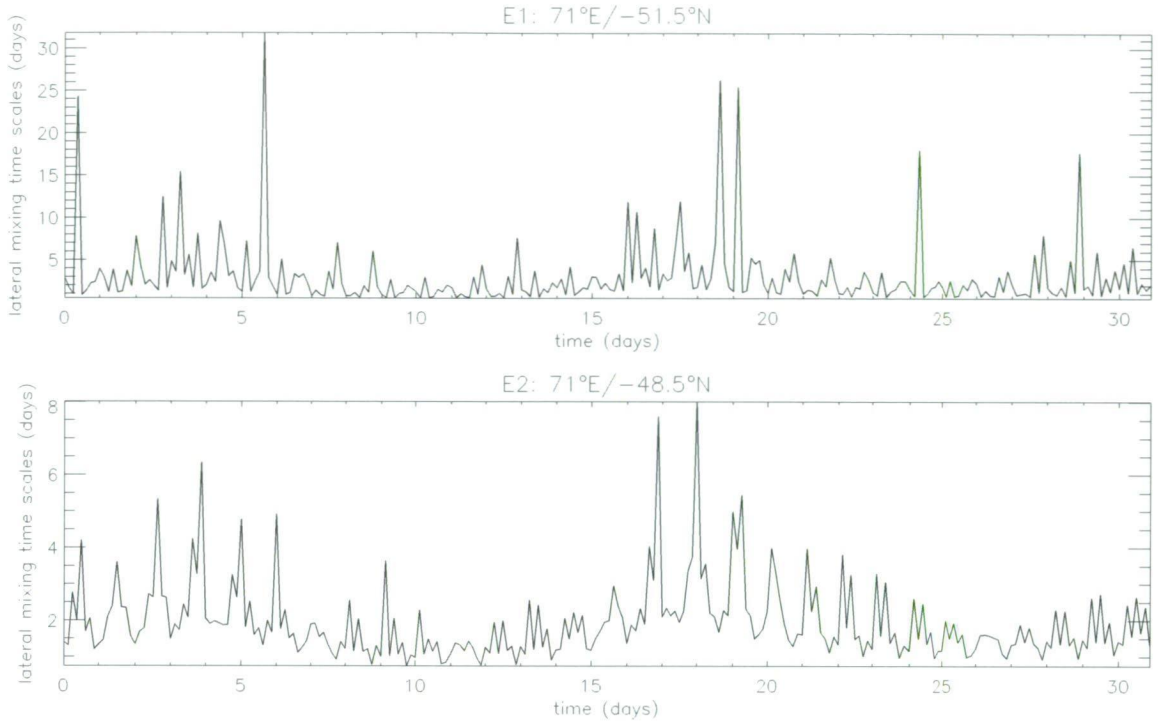


FIG. 3.19 – Lateral mixing time scales computed from the tidal currents, the atmospheric forced currents and the Ekman velocities during January 2005 at E1 and E2 sites. The time scales are computed every three hours.

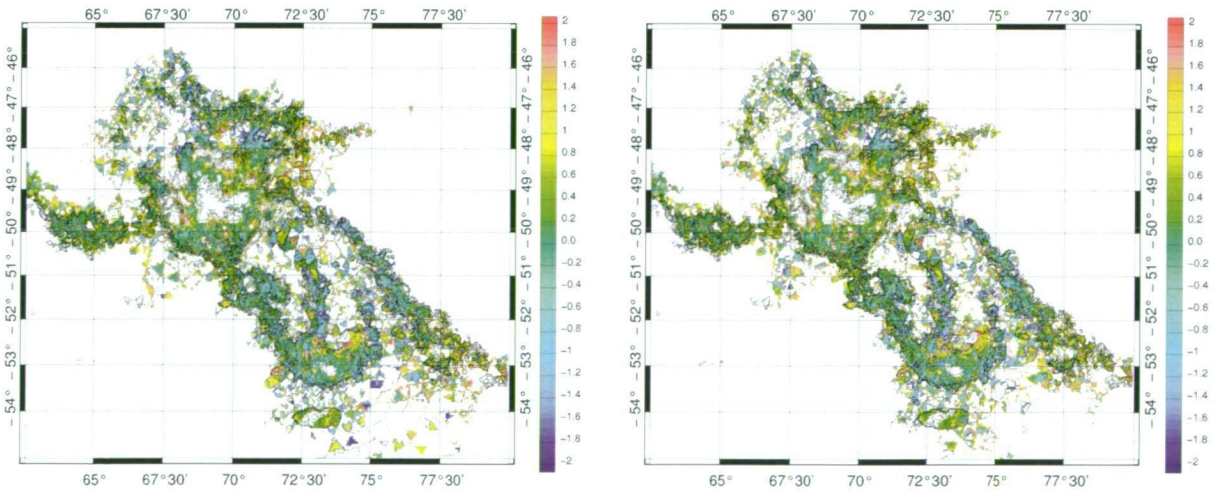


FIG. 3.20 – Difference between the mixing time scales (days) computed from the tidal currents only and the mixing time scales computed from the tidal and atmospheric forced currents (left), and between the mixing time scales computed from the tidal currents only and the tidal currents, the atmospheric forced currents and the Ekman velocities (right). Overlaid is the lateral mixing time scale for periods between 0 and 10 days.

3.3. The influence of lateral mixing on the Kerguelen phytoplankton bloom

3.3.6 Discussion

Fig. 3.21 presents six images of the chlorophyll bloom over the northern Kerguelen Plateau from November 2004 to January 2005. Lateral mixing time scales for period between 1 and 7 days have been overlaid. The phytoplankton bloom starts to develop in early November in the northeast sector of the Plateau and lasts for nearly 3 months. By mid-November, the chlorophyll presence becomes visible in the southeast of the Kerguelen Islands, and at the end of November, the bloom has reached its maximum intensity and coverage. PARK *et al.* (2008b) suggested that the bloom pattern was constrained by surrounding strong currents, which are associated with the Polar Front (PF) in the north and the Fawn Trough Current in the south. However we can see on the satellite images that the chlorophyll extension stops north of Heard Island, making the distance between the southward limit of the bloom and the Fawn Trough trench, in which the current flows, too large for the current to have any impact on the bloom pattern. This separation distance with the trench also indicates that the interaction of strong flow with bathymetry is not a sufficient argument to explain the bloom shape. As for the high lateral mixing contours, they show good agreement with the southern extension of the bloom. This suggests that the horizontal mixing, which is mainly due to barotropic tidal currents, acts as a barrier for the bloom extension and that the shear induced by highly variable currents stops the bloom from spreading. Furthermore, other regions of the bloom shape coincide with regions of short lateral mixing time scales. Southeast of the Kerguelen Islands, we see a large band of weak chlorophyll concentration in the satellite images. This band corresponds with an area of very short lateral mixing time scales, and the northernmost limit of the bloom coincides very well with the contours of high lateral mixing.

Around the Kerguelen Plateau, we distinguish two blooms (Fig. 3.15, right) : one (Bloom A) extending to the east of the Kerguelen Islands, which is due to iron fertilization by water run off from the island (BLAIN *et al.* (2001), BUCCIARELLI *et al.* (2001)), another one (Bloom B) situated on the northern plateau on which the KEOPS project focuses. PARK *et al.* (2008b) suggested that Bloom A does not reach the plateau between Kerguelen and Heard Island because of the strong eastward PF flow, and also added that the KEOPS bloom (Bloom B) is bounded on the north by the PF. MONGIN *et al.* suggest that the entire plume (which extends as far as longitude 90°E) could be also caused by iron coming from the Kerguelen Island and plateau as a consequence of winter advection of dissolved iron combining these two sources, but they were unable to clearly define the processes responsible for such bloom separation. From our study, we can look more closely at such processes. On the chlorophyll satellite image of 11/17/2004, we clearly see this separation between the blooms. The overlaid contours of the short lateral mixing time scales are closely positioned over the minimum of the chlorophyll concentration, which indicates the separation of the two patterns; this confirms that the bloom is surrounded by strong lateral mixing areas and that its shape is linked with such physical processes.

Another region of low chlorophyll concentration is the band north of Heard Island which is formed repeatedly during the bloom period and separates the bloom between an eastern part and a western part. This tongue is visible on the satellite images of

17/11/2004, 25/01/2005 and particularly on the 19/12/2004 image (Fig. 3.21). The representation of τ shows also a tongue due to very intense lateral mixing in this area and coming from west of Heard Island in a northerly direction. This supports an apparent link between low lateral mixing areas and the bloom shape.

We carried out an analysis on each image to examine whether the visually apparent correlation between high chlorophyll-a concentrations and lateral mixing short time scales could be verified statistically. We have interpolated the time scale grid onto the satellite image grid in a box around the northern Kerguelen Plateau (see Fig. 3.18). We have plotted τ as a function of the cumulative percentage of high chlorophyll concentration grid points. We have also overlaid contours of the inverse gradient of bathymetry to confirm our results with the previous hypothesis (MONGIN *et al.* (2008)).

TYRRELL *et al.* (2005) defined any chlorophyll concentration higher than 1 mg.m^{-3} as a high chlorophyll concentration. MITCHELL et HOLM-HANSEN (1991), SULLIVAN *et al.* (1993) and KORB *et al.* (2004) have found that satellite data underestimates high chlorophyll concentrations by a factor of 2 or more in the Southern Ocean. Therefore, for each image, we have computed the cumulative percentage of data whose concentration is greater than 2 mg.m^{-3} . Fig. 3.22 represents this cumulative percentage averaged over the 6 satellite chlorophyll images. The correlation between low chlorophyll-a areas and short lateral mixing time scales is not absolute but is very high. There is less than 10% of high chlorophyll concentration for time scales lower than 4 days and 20% for time scales lower than 6 days, which means that the phytoplankton bloom is only developed in weak lateral mixing regions. We find some areas of high chlorophyll concentration outside the belt formed with short time scales. These areas are very limited : about 6.5% are outside for satellite image of 19/12/2004, 2.9% for satellite image of 01/01/2005, and this percentage is insignificant for the other images. Following Fig. 3.22, 90% of the high chlorophyll-a concentration data are contained in areas where τ is greater than 6 days or in areas where the inverse bathymetric gradient is greater than 0.4. These contours are over plotted on the mean chlorophyll-a concentration map (Fig. 3.23) over the bloom period. On the eastern and western Kerguelen Plateau breaks, the bathymetric gradient contour is complementary to the τ contour, and the opposite situation at the north of the bloom. However, Fig. 3.23 highlights that the τ contour is closer to the southernmost extension.

Internal tidal waves increase vertical diffusivity, allowing extra iron to be brought to the ocean surface allowing concentrations of phytoplankton to grow. The variability of the phytoplankton distribution over the plateau is quite large, and is driven according to our results by rearrangement of the phytoplankton biomass due to tidal mixing, which delimits areas of high biomass. The mechanism that drives the eastward extension of the bloom seems more related to a winter advection of nutrient during the non-growth period (MONGIN *et al.*). The link between the two mechanisms is not fully resolved at this stage and would require substantial effort in both the data analysis and the model developments.

3.3. The influence of lateral mixing on the Kerguelen phytoplankton bloom

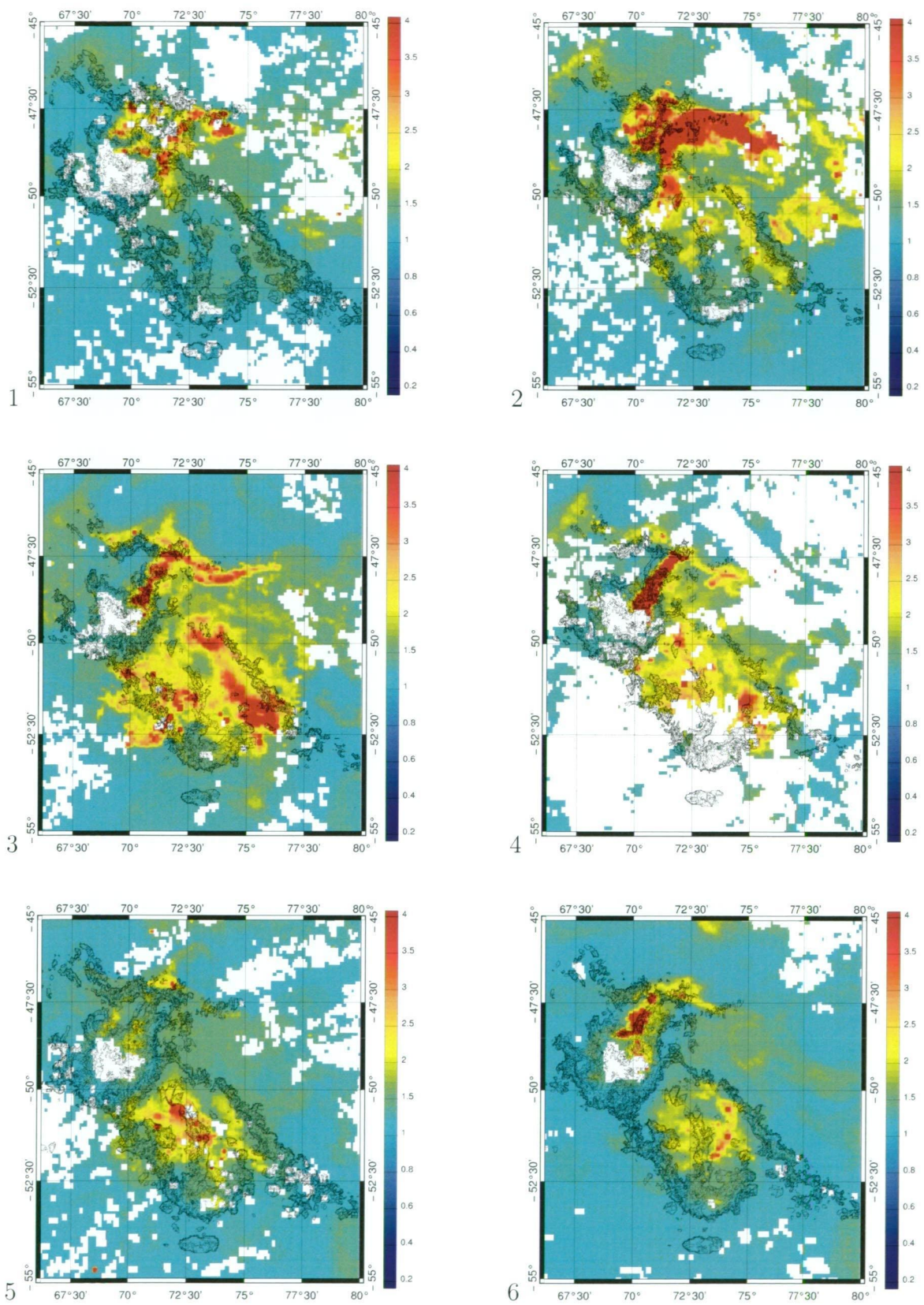


FIG. 3.21 – Satellite surface chlorophyll images (in $mg.m^{-3}$). Overlaid is the lateral mixing time scales for period between 1 day and 7 days. The dates are 09/11/2004 (1), 17/11/2004 (2), 19/12/2004 (3), 01/01/2005 (4), 09/01/2005 (5), 25/01/2005 (6).

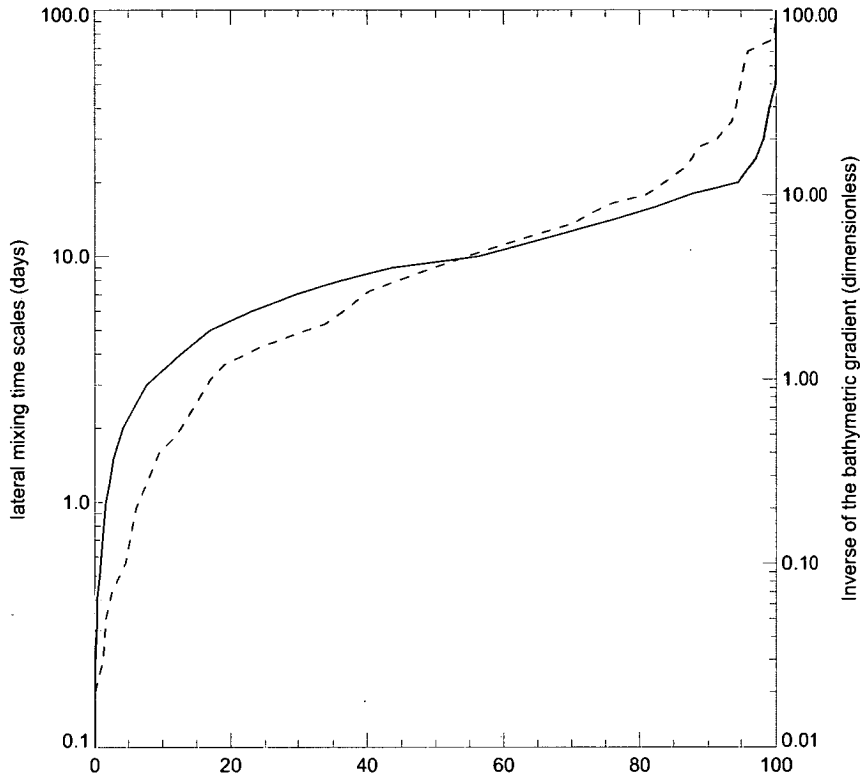


FIG. 3.22 – Lateral mixing time scales and inverse bathymetric gradients as a function of the cumulative percentage of high chlorophyll-a concentration data. We consider the concentration of chlorophyll is high when it is greater than 2 mg.m^{-3} . The results are averaged over the six satellite images.

3.3.7 Conclusions

We have quantified the horizontal mixing time scales using barotropic tidal currents, barotropic atmospheric forced currents and Ekman velocities and showed that our estimated short time scales were mainly due to tidal currents over the northern Kerguelen Plateau.

By comparing τ with the satellite chlorophyll images, we have demonstrated that the annual blooms develop only within areas over the northern plateau surrounded by very intense short lateral mixing time scale contours. The lateral mixing time scales are a better limit for the southernmost extension of the bloom pattern than the position of the Fawn Trough current or the strong bathymetric gradients of the trench. Lateral mixing by tides offers also a good explanation for the separation of the bloom east of the Kerguelen Islands and the KEOPS bloom, and for the western and eastern boundaries of the chlorophyll accumulation shape. Finally, the lateral mixing process provides a good explanation for the weak phytoplankton tongue north of Heard Island which appears regularly during the bloom period. We can therefore conclude that the recurrence of the annual bloom only develops in areas where the short time scale lateral mixing is

3.3. The influence of lateral mixing on the Kerguelen phytoplankton bloom

sufficiently weak and that it cannot be advected in short lateral mixing time scale areas. The suggestion that peak chlorophyll-a concentration is higher in weak lateral mixing areas is supported by our statistical analysis.

Future model development will require substantial efforts to simulate internal wave effects on vertical mixing in a three dimensional framework, including the barotropic and baroclinic components of tides. Additionally it would be interesting to couple a bio-physical model to verify our hypothesis, to link the two processes and to better understand the interactions between them.

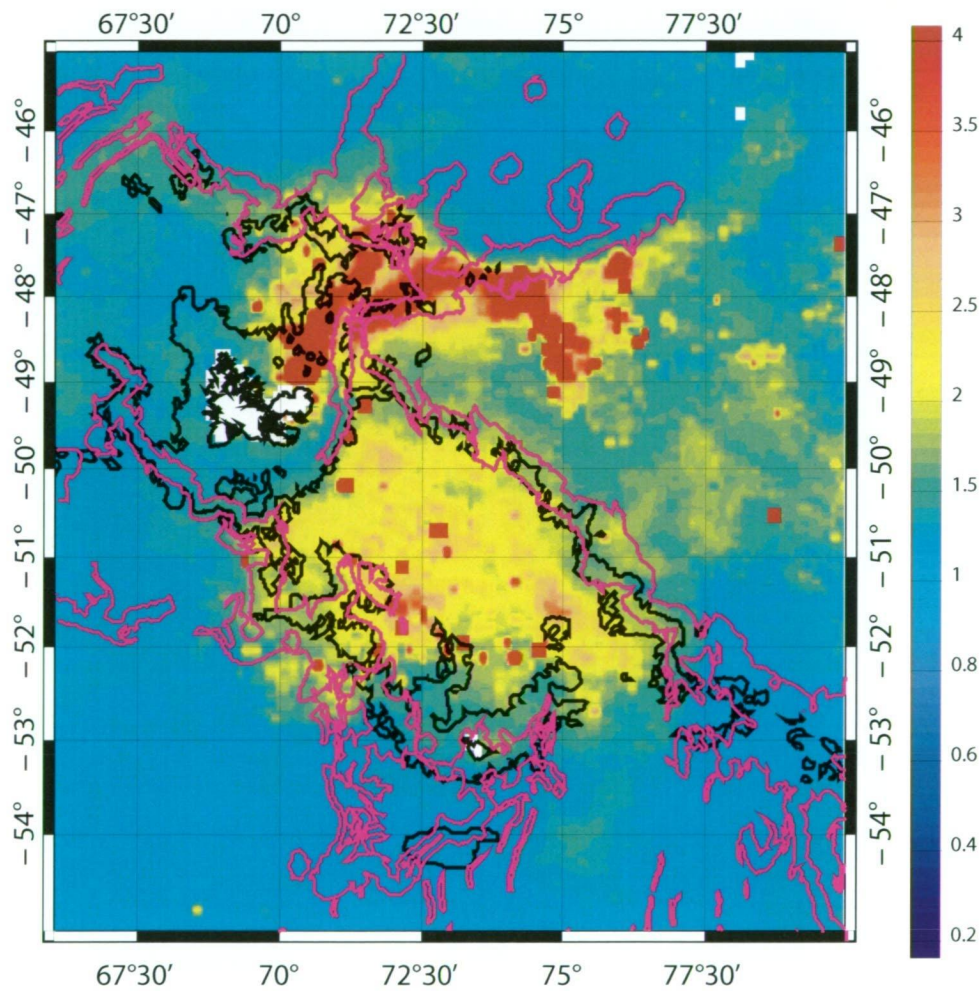


FIG. 3.23 – Mean chlorophyll-a concentration (in $mg.m^{-3}$) over the bloom period. Overlaid are the contours of τ (black) and the inverse gradient of bathymetry (violet) which surround 90% of the high chlorophyll-a concentration data.

Chapitre 4

Altimétrie

Sommaire

4.1	Objectifs	126
4.2	Altimétrie dans les régions côtières et à forts gradients bathymétriques	126
4.2.1	Introduction	126
4.2.2	Apports des modèles barotropes régionaux	127
4.2.3	Apports de <i>X-track</i> par rapport à une chaîne de traitement standard	128
4.2.4	Quantité des données	128
4.2.5	Qualité des données	129
4.2.6	Altimétrie dans le chenal bathymétrique de Fawn Trough . . .	132
4.2.7	Conclusion	135
4.3	La marée interne	136
4.3.1	Indicateurs de marée interne	136
4.3.2	Méthode	139
4.3.3	Variabilité de M_2	139
4.3.4	Résultats	140
4.3.5	Énergie	143
4.3.6	Conclusion	145
4.4	Altimétrie sur la plate-forme de glace d'Amery. Apport de la modélisation régionale	146
4.4.1	Méthode	146
4.4.2	Étude préliminaire : impact de la marée aux points de croisement ENVISAT	149
4.4.3	Étude le long de la trace	151
4.4.4	Conclusion	158
	Conclusion	159

4.1 Objectifs

Dans le chapitre 2, nous avons mis en place et validé les simulations régionales de réponse barotrope à la marée et au forçage atmosphérique. Dans cette partie, nous quantifions l'apport de ces modèles pour la correction de la dynamique océanique haute fréquence des données altimétriques et nous étudions les signaux résiduels obtenus. Pour cela nous évaluons dans un premier temps la contribution des corrections dans les régions côtières en termes quantitatifs. Nous étudions ensuite les signaux résiduels dans la région de Fawn Trough, le chenal aux forts gradients de bathymétrie qui sépare le plateau de Kerguelen en une partie Nord et une partie Sud. Dans la deuxième partie, nous utilisons les modèles en tant qu'indicateurs pour déterminer les sites de génération de marée interne autour du plateau de Kerguelen, et en tant que corrections pour caractériser sa signature de surface à partir de l'altimétrie. Enfin, ce chapitre se termine par l'application des modèles régionaux pour la correction des signaux altimétriques sur la plate-forme de glace d'Amery.

4.2 Altimétrie dans les régions côtières et à forts gradients bathymétriques

4.2.1 Introduction

L'altimétrie, de part son échantillonnage spatial et temporel, est principalement dédiée à l'étude des processus océaniques de l'océan du large. Elle est d'abord largement utilisée pour la compréhension de la variabilité à grande échelle, comme pour l'étude du phénomène climatique El Niño (ALORY et DELCROIX (2002)), et également pour l'étude de la variabilité méso-échelle. La dynamique côtière, caractérisée par une multitude d'échelles de variabilité, est difficilement observable avec les produits altimétriques classiques, car ils sont filtrés en espace à des périodes supérieures à celle des processus côtiers. Aux difficultés d'échantillonnage, s'ajoutent les difficultés de mesures le long des côtes. La performance des altimètres et des radiomètres est dégradée dans les régions côtières par la présence de terres dans la tâche au sol de ces instruments. Enfin, les modèles de correction de la dynamique haute-fréquence (marée, réponse barotrope aux forçages atmosphériques), sont moins précis dans ces régions.

La chaîne de traitement altimétrique utilisée dans notre étude, *X-track*, a pour but d'améliorer à la fois la quantité et la qualité des données disponibles dans les régions côtières (cf Chap 1.4). Pour cela elle utilise, entre autres, une technique de reconstruction des corrections à l'aide d'une interpolation (ROBLOU *et al.* (2006)), et des modèles régionaux de corrections de la dynamique haute-fréquence.

Le but de cette section est de montrer l'apport de la chaîne de traitement *X-track* et de nos modèles régionaux de marée et de réponse de l'océan aux forçages météorologiques pour l'étude des mesures altimétriques en région côtière. Pour cela nous montrons dans un premier temps l'apport de nos modèles régionaux par rapport aux modèles globaux classiquement utilisés (le modèle FES2004 (LYARD *et al.* (2006)) pour la marée et le modèle de CARRÈRE *et al.* (2004) pour la réponse aux forçages atmosphériques) pour réduire la variabilité des anomalies de hauteur de mer (AHM) mesurées par l'altimètre.

Dans un deuxième temps nous confrontons nos données altimétriques aux données le long de la trace disponibles sur le site AVISO (données mono-mission) pour mettre en évidence la valeur ajoutée du jeu de données développé avec *X-track*. Pour vérifier la consistance des résultats obtenus, nous confrontons les AHM issues de l'altimétrie aux élévations des marégraphes côtiers. Les comparaisons sont effectuées avec les données du satellite Jason-1, des marégraphes côtiers du réseau ROSAME. Enfin, nous appliquons nos données altimétriques pour l'étude du courant dans une région à fort gradient bathymétrique, le chenal de Fawn Trough.

4.2.2 Apports des modèles barotropes régionaux

Afin de quantifier l'apport des modèles régionaux pour la correction de la dynamique haute fréquence de l'océan par rapport aux modèles globaux, nous avons effectué des extractions dans les régions côtières, autour des îles Kerguelen, Crozet, Saint-Paul et Amsterdam. Nous avons corrigé les anomalies de hauteur de mer à l'aide des modèles globaux d'une part, et des modèles régionaux d'autre part. Les modèles globaux utilisés sont FES2004 (LYARD *et al.* (2006)) pour la marée, le modèle de CARRÈRE et LYARD. (2003) pour la réponse barotrope de l'océan aux forçages météorologiques. Les modèles régionaux sont ceux développés dans le cadre de cette thèse et dont la mise en place et le validation sont présentées dans le chapitre 2.

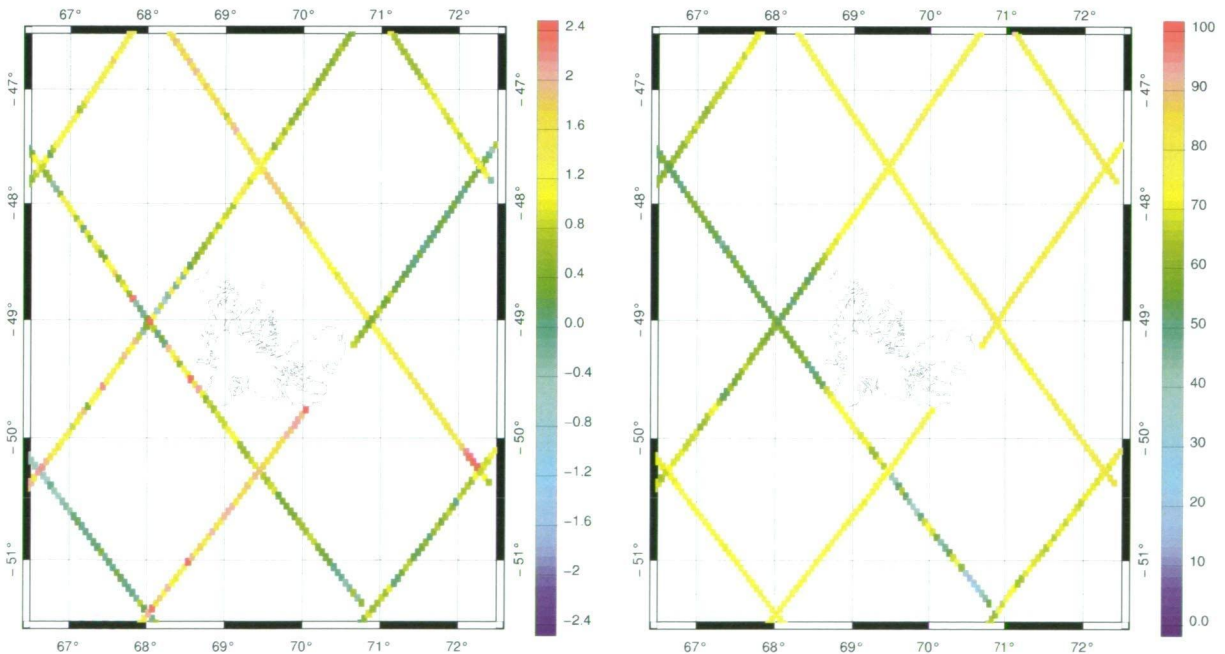


FIG. 4.1 – A gauche : RMS du signal altimétrique corrigé du modèle global (CARRÈRE et LYARD. (2003)) moins la RMS du signal corrigé du modèle régional en réponse aux vents et à la pression atmosphérique (cm). Une valeur positive indique une meilleure correction des données altimétriques avec le modèle régional. A droite : réduction de la variance du signal altimétrique avec les corrections régionales (en pourcentage).

4.2. Altimétrie dans les régions côtières et à forts gradients bathymétriques

La correction de marée régionale apporte peu par rapport à la marée globale FES2004. La différence entre la RMS du signal altimétrique corrigé de FES2004 et celle du signal corrigé de la marée régionale varie entre $-0,5\text{ cm}$ et $0,5\text{ cm}$. Cette différence tourne légèrement à l'avantage du modèle régional en côtier et elle est hétérogène dans l'océan du large. Par ailleurs, compte tenu des résultats obtenus dans la partie 2.3, nous savons que les améliorations apportées au modèle régional autour des îles Kerguelen se situent essentiellement dans la baie du Morbihan, cependant, bien que les satellites Topex-Poséidon et Jason-1 survolent l'entrée de la baie, nous ne disposons d'aucune donnée dans cette région car les observations sont trop proches de la côte. On peut penser que les nouveaux capteurs tracker (Diode et MNT), ainsi que les nouveaux radiomètres dont la tâche au sol sera réduite pourront permettre des observations dans la baie du Morbihan.

L'apport du modèle régional de la réponse de l'océan aux forçages atmosphériques par rapport au modèle global est nettement plus visible. Elle est illustrée par la figure 4.1 (gauche) qui représente la RMS du signal altimétrique corrigé du modèle global (CARRÈRE et LYARD. (2003)) moins celle du signal corrigé du modèle régional développé dans cette thèse. Cette différence est comprise entre $-0,1\text{ cm}$ et $0,6\text{ cm}$ autour des îles Kerguelen. L'apport du modèle régional est très important en région côtière et non négligeable dans l'océan hauturier, où les différences entre les deux RMS sont majoritairement positives.

Les corrections barotropes régionales appliquées aux données altimétriques réduisent la variabilité du signal non corrigé de 50% à plus de 85% autour des îles Kerguelen (Fig. 4.1, droite). Notons d'ailleurs que la réduction de variance du signal n'est pas homogène sur la région d'étude. Elle est minimal à l'Ouest des îles Kerguelen et maximale à l'Est. Cela est certainement dû à une disparité des élévations de marée autour des îles Kerguelen : à l'Ouest, la variabilité des élévations de marée est en effet beaucoup plus faible qu'à l'Est (Fig. 3.1 et Chap. 3.1).

Nous avons effectué les mêmes statistiques autour des îles Crozet, Saint-Paul et Amsterdam. On obtient des résultats équivalents : le modèle de marée apporte une correction similaire à celle de FES2004 dans l'océan hauturier et le modèle régional de réponse aux forçages atmosphériques permet quant à lui une meilleure correction des données altimétriques dans l'océan du large et surtout en région côtière, ce qui aboutit à une réduction de la RMS lorsqu'on corrige de la dynamique haute-fréquence avec les simulations régionales.

4.2.3 Apports de *X-track* par rapport à une chaîne de traitement standard

4.2.4 Quantité des données

Dans un premier temps nous cherchons à estimer l'impact de l'editing et de la reconstruction des données de *X-track* (cf Chap. 1.4) pour la quantité des observations altimétriques en côtier. Pour cela nous avons comparé le nombre d'observations obtenues avec cette chaîne de traitement avec celui issu des données AVISO le long de la trace de type mono-mission (Fig. 4.2).

L'échelle de couleur est saturée à 100 observations alors que les extractions ont été effectuées sur 135 cycles car nous nous intéressons essentiellement au nombre de données

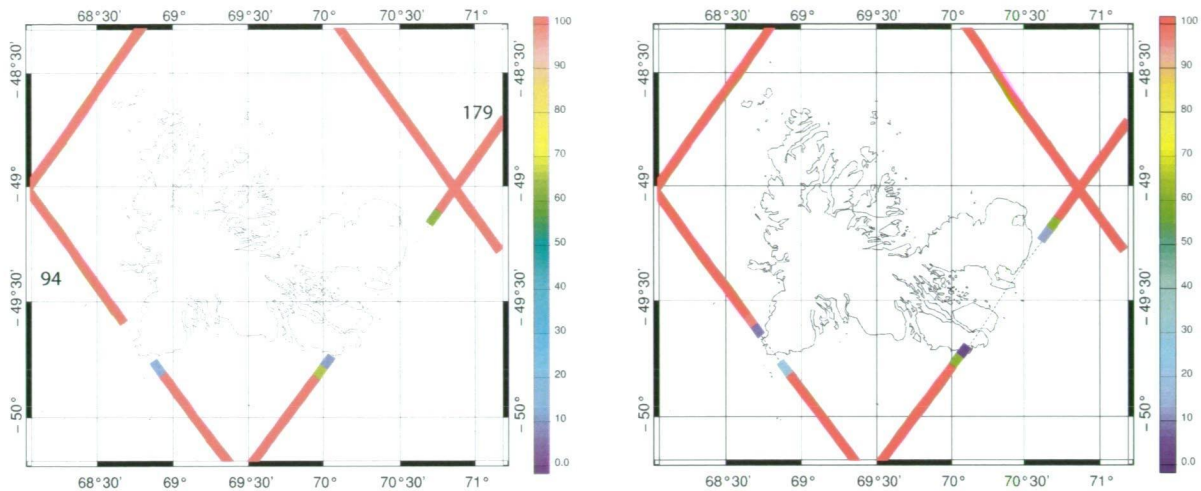


FIG. 4.2 – Nombre d’observations altimétriques le long de la trace pour les données AVISO (à gauche) et pour les données *X-track* (à droite). Position des traces 94 et 179 sur la figure de gauche.

en région côtière. Cependant nous précisons que, dans le large, le nombre de données issues de *X-track* et d’AVISO est de 100%. Les données AVISO ont en effet été interpolées en espace (interpolation par spline sur 6 points) pour reconstruire les séries temporelles et ainsi combler les données manquantes lorsque cela est possible. On peut remarquer l’apport des traitements de *X-track* sur le nombre d’observations en côtier sur les traces 94 et 179 de Jason-1 (Fig. 4.2). La trace 94, qui coupe les îles Kerguelen en leur Sud-Ouest, est une trace descendante. Sur cette trace, *X-track* permet de s’approcher plus près de l’île lorsque le satellite arrive sur celle-ci, et de reconstruire une série temporelle plus de longue de plus de deux fois, lorsque le satellite décroche après avoir observé des zones de terre. Pour la trace 179, le traitement dédié aux régions côtières permet d’obtenir un point d’observation de plus en amont et en aval des îles Kerguelen, et d’accroître le nombre d’observations autour des côtes. *X-track* fournit donc plus de données en zone côtière et des observations plus proches des côtes que les produits altimétriques classiques. Ceci est particulièrement utile pour échantillonner les processus à petite échelle qui se produisent en région côtière.

L’editing et la reconstruction des corrections n’ont cependant aucun effet sur le nombre de données altimétriques et leur rapprochement aux côtes pour l’étude utilisant les mesures de Jason-1 autour de Crozet et Saint-Paul. En effet ces traces ne survolent pas de terres dans ces deux régions. Ainsi, dans l’étude qui suit, puisque l’on cherche à quantifier l’apport du traitement de la chaîne *X-track* en région côtière, nous limitons notre étude à la région des îles Kerguelen, car c’est le seul endroit de notre région d’étude dans lequel les traces au sol de Jason-1 survolent des zones de terre. Nous cherchons donc maintenant à évaluer si les données reconstruites en région côtière sont exploitables.

4.2.5 Qualité des données

Pour évaluer la qualité des données issues de la chaîne altimétrique *X-track*, nous avons comparé les séries temporelles issues de ce traitement avec les données *in situ* du

4.2. Altimétrie dans les régions côtières et à forts gradients bathymétriques

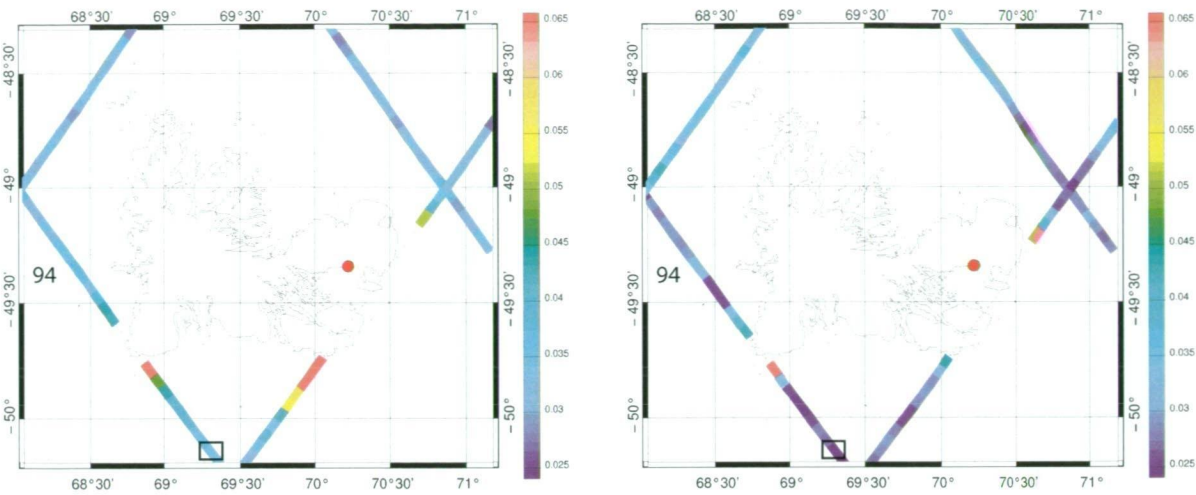


FIG. 4.3 – RMS (en m) de la différence entre les données du marégraphe de Kerguelen et les séries temporelles altimétriques le long de la trace pour les données AVISO (à gauche) et pour les données *X-track* (à droite). En rouge : position de marégraphe de Kerguelen. En noir : position du point de maximum de corrélation entre les données altimétriques et les données *in situ*. La position de la trace 94 a été ajoutée.

marégraphe de Kerguelen. Nous avons fait de même avec les données AVISO afin de quantifier l’apport de *X-track* par rapport aux produits altimétriques classiques. Pour être consistant dans la méthode de comparaison entre les deux jeux de mesures, nous avons corrigé les données altimétriques issues de *X-track* des corrections géophysiques classiques, et également des effets de charge, de la marée terrestre, de la réponse de l’océan à la marée et aux forçages atmosphériques issus de nos modèles régionaux et de la surface moyenne calculée à partir des ces corrections pour obtenir des AHM. Les données AVISO sont également des AHM, mais elles utilisent des modèles globaux pour corriger les phénomènes haute-fréquence aliasés dans l’altimétrie et un editing et une méthode de reconstruction différents de ceux de *X-track*. Les observations du marégraphe de Kerguelen ont été corrigées des élévations en réponse aux forçages atmosphériques issues de la modélisation barotrope et de la marée à l’aide d’une analyse harmonique. La figure 4.3 présente les RMS entre la série temporelle marégraphique et les séries temporelles altimétriques ainsi corrigées pour les données issues de AVISO et *X-track*.

Les RMS sont plus faibles en utilisant *X-track* qu’AVISO. Les statistiques offrent de meilleurs résultats le long de toute la trace, et en particulier près des côtes où l’apport des modèles régionaux réduit considérablement la RMS. Notons cependant que la RMS est assez forte, en comparaison avec l’ensemble des résultats, après le décrochage de l’altimètre, lorsqu’il vient de survoler des zones de terre. Néanmoins, même dans ces régions, les statistiques obtenues avec *X-track* restent de meilleure qualité que celles obtenues avec les données AVISO. Cette diminution de la RMS nous permet de construire un jeu de données amélioré autour des îles Kerguelen.

Pour mieux comprendre les statistiques obtenues, nous avons calculé les transformés de Fourier du signal marégraphique de Kerguelen et des séries temporelles issues de *X-track* et AVISO au point de maximum de corrélation entre les données altimétriques et *in situ*. Ce point est situé au Sud de l’île le long de la trace 94 (Fig. 4.3). Les spectres

ont été calculés pour chacun des trois signaux pour des périodes allant de 30 à 100 jours. Ils sont présentés dans la figure 4.4.

On remarque facilement que le spectre de la série *X-track* est plus proche de celui du marégraphe que celui de la série AVISO. Les pics du spectre d'AVISO sont beaucoup plus importants entre 50 et 100 jours. Pour la période de répétitivité de Jason-1, cette bande de période correspond aux périodes aliasées de certaines ondes de marée, et plus généralement de phénomènes haute-fréquence. Cela démontre le meilleur de-aliasing obtenu avec l'utilisation des modèles régionaux. Les corrections régionales permettent de mieux corriger l'altimétrie de ces effets et d'obtenir une meilleure consistance avec les données du marégraphe de Kerguelen.

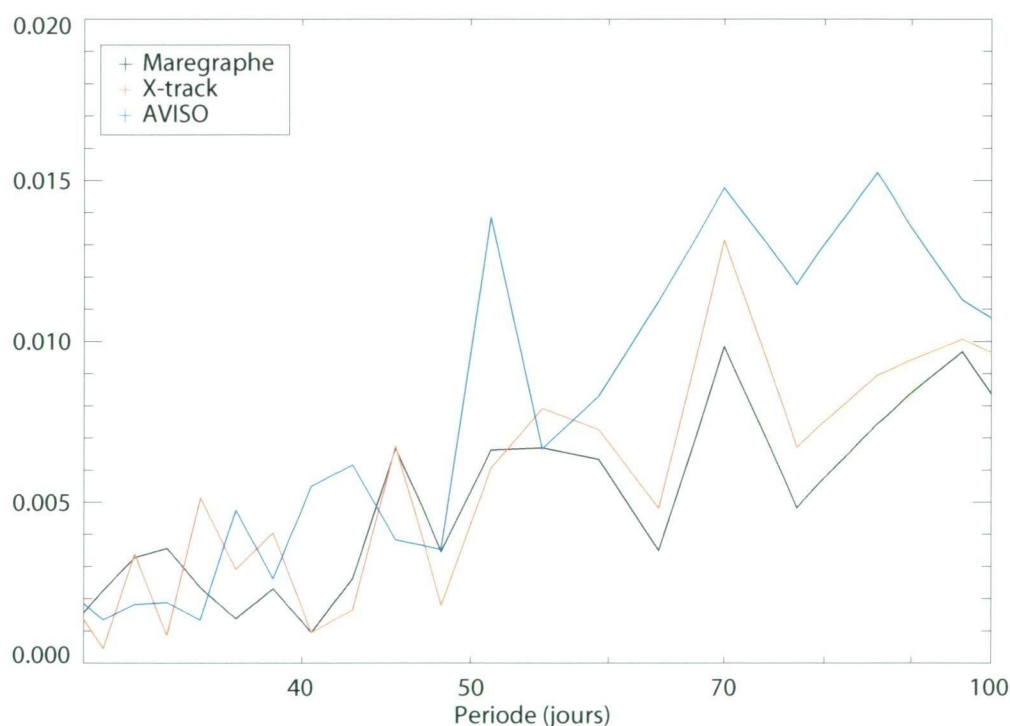


FIG. 4.4 – Transformées de Fourier pour le marégraphe de Kerguelen et les élévations issues de *X-track* et AVISO. Les résultats sont présentés pour le point de maximum de corrélation entre les données altimétriques et les données *in situ* (Fig. 4.3).

Nous pouvons donc maintenant appliquer nos résultats à l'étude de la circulation côtière autour des îles Kerguelen. Pour cela, nous avons calculé la corrélation entre les mesures du marégraphe de Kerguelen et les séries temporelles issues de *X-track* corrigées des phénomènes haute-fréquence (Fig. 4.5). On observe de très fortes corrélation sur le plateau situé autour des îles Kerguelen (profondeur inférieure à 500 m), au Sud et à l'Est de l'archipel. Cette zone est délimitée par le Front Polaire au Sud de Kerguelen qui s'étend de manière zonale autour de 51°S et remonte vers le Nord à l'Est de l'île en suivant l'isobathe 1000 m (PARK et CHARRIAUD (1998), PARK *et al.* (2008b)).

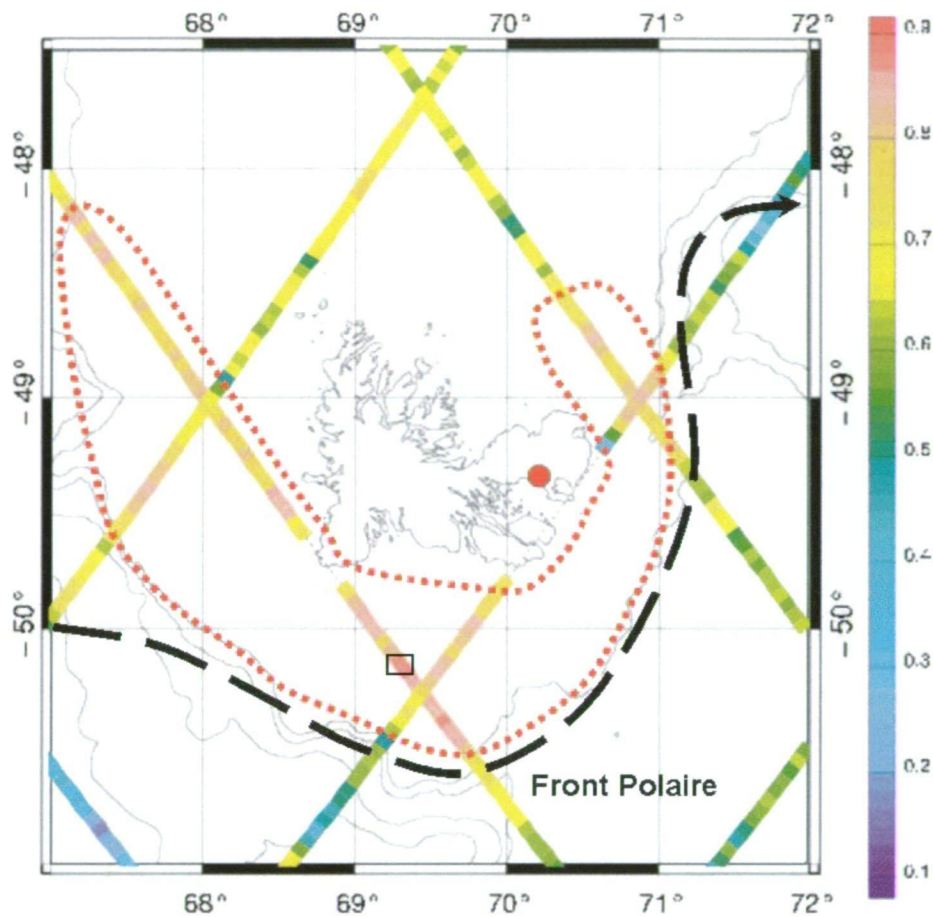


FIG. 4.5 – Corrélation entre les données du marégraphe de Kerguelen et les séries temporelles altimétriques *X-track*. En rouge : position de marégraphe de Kerguelen. Les contours de bathymétrie tous les 1000 m sont superposés. Le point de corrélation maximale est encadré en noir. La région de forte corrélation est entourée par le contour en pointillés rouge. Le Front Polaire défini par PARK et CHARRIAUD (1998) est superposé en noir.

4.2.6 Altimétrie dans le chenal bathymétrique de Fawn Trough

Nous appliquons maintenant les données altimétriques à l'étude des courants et du transport dans le chenal de Fawn Trough. Bien que la chaîne de traitement des mesures altimétriques *X-track* soit spécialement dédiée au région côtière, son intérêt n'en est pas moindre dans ce chenal aux forts gradients bathymétriques, où l'utilisation de modèles régionaux pour la correction de la dynamique barotrope haute fréquence permet de mieux résoudre la dynamique petite échelle et donc d'améliorer la qualité des données altimétriques résiduelles. Dans le chenal de Fawn Trough, la taille des mailles utilisées pour nos modèles régionaux est en effet plus de six fois plus fine que celle des modèles globaux.

Dans l'océan Indien Austral, l'ACC, fortement contraint par la bathymétrie, lorsqu'il rencontre le plateau de Kerguelen, se divise en trois branches. La première, au Nord de

Kerguelen, contient la majeure partie de l'ACC. Au Sud du Front Polaire, l'ACC s'écoule essentiellement dans le chenal de Fawn Trough et par le passage d'Elizabeth Trough qui sépare le plateau de Kerguelen du plateau continental Antarctique. Le fossé de Fawn Trough, de par sa position et parce qu'il permet le transport d'une part significative de l'ACC, joue donc un rôle essentiel pour les échanges entre le bassin d'Enderby, à l'Ouest de plateau, et le bassin Antarctique Australien à son Est (cf Chap. 3.2). Cependant notre connaissance du transport et de sa variabilité à Fawn Trough est limitée par le manque de données *in situ* dans cette région. L'altimétrie satellitaire est donc un moyen d'observation précieux qui permet de compenser ce manque de données.

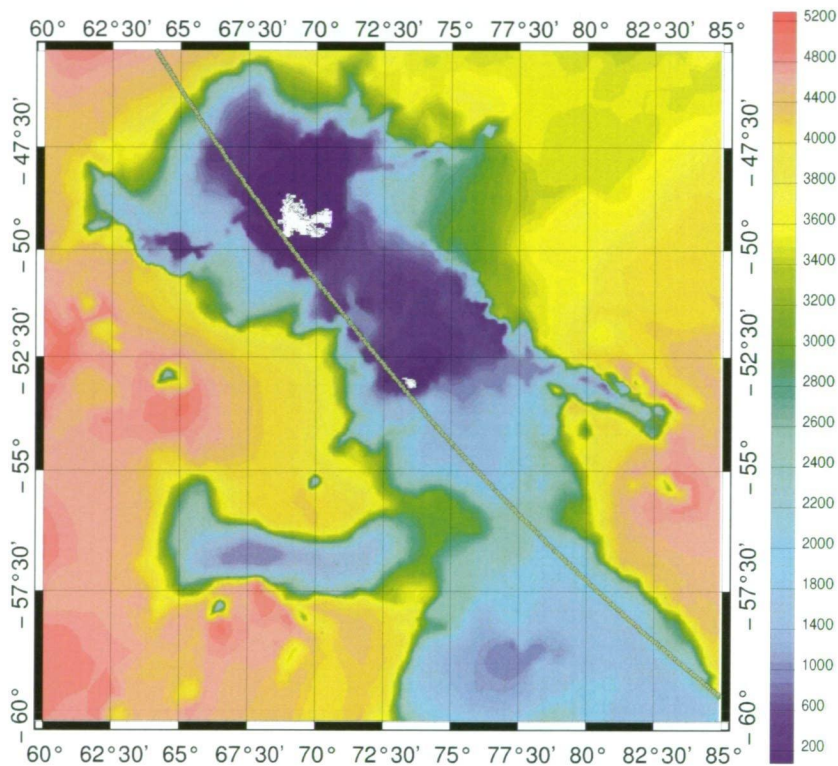


FIG. 4.6 – Bathymétrie dans la région du plateau Kerguelen (m) et position de la trace 94 de Jason-1 (en vert).

La trace 94 est particulièrement intéressante pour l'étude des transports dans Fawn Trough car elle coupe le chenal en son milieu et de manière quasi perpendiculaire aux gradients de bathymétrie et à l'écoulement du transport barotrope dans cette région (cf Chap 3.2). La figure 4.6 représente la trace au sol 94 du satellite Jason-1 dans la région d'étude. Nous avons effectué des extractions des AHM mesurées par Jason-1 sur la période 2002-2005 autour du chenal bathymétrique de Fawn Trough sans corriger les données de la dynamique barotrope en réponse aux forçages atmosphériques. La figure 4.7 représente l'évolution temporelle des anomalies de transport déduites de l'altimétrie ainsi que l'indice SAM. Les anomalies de transport ont été filtrées en espace (30 km) et dans le temps (50 jours) afin de réduire le bruit sans toutefois trop lisser le signal. On remarque une importante corrélation entre les deux signaux (0.51) qui confirme les résultats obtenus

4.2. Altimétrie dans les régions côtières et à forts gradients bathymétriques

dans la partie 3.2 sur l'étude de la simulation en réponse aux forçages atmosphériques. La corrélation entre le SAM et les anomalies de transport déduite de l'altimétrie est plus faible que celle du SAM avec le transport issu du modèle car les données altimétriques contient la composante barocline en plus de la composante barotrope. Par ailleurs, tout comme nous l'avons souligné dans la partie 3.2, les anomalies de transport réagissent de manière instantanée aux variations du SAM. Cela est en accord avec l'étude de HUGHES *et al.* (1999) qui a montré que pour des périodes comprises entre 10 et 220 jours, la réponse de l'océan Austral aux changements de forçage par le vent est rapide.

Dans la région de Fawn Trough, les données altimétriques extraites à l'aide de la chaîne de traitement *X-track* et corrigées des modèles régionaux de la dynamique haute fréquence pourront être utilisées en complément de la campagne TRACK. Ce projet se propose de mesurer pour la première fois le transport d'une branche de l'ACC. Pour cela des mesures de courant, ainsi que des sections CTD seront effectuées le long de la trace 94 du satellite Jason-1. La qualité de nos données altimétriques permettra de mieux quantifier le transport barocline dans le passage de Fawn Trough.

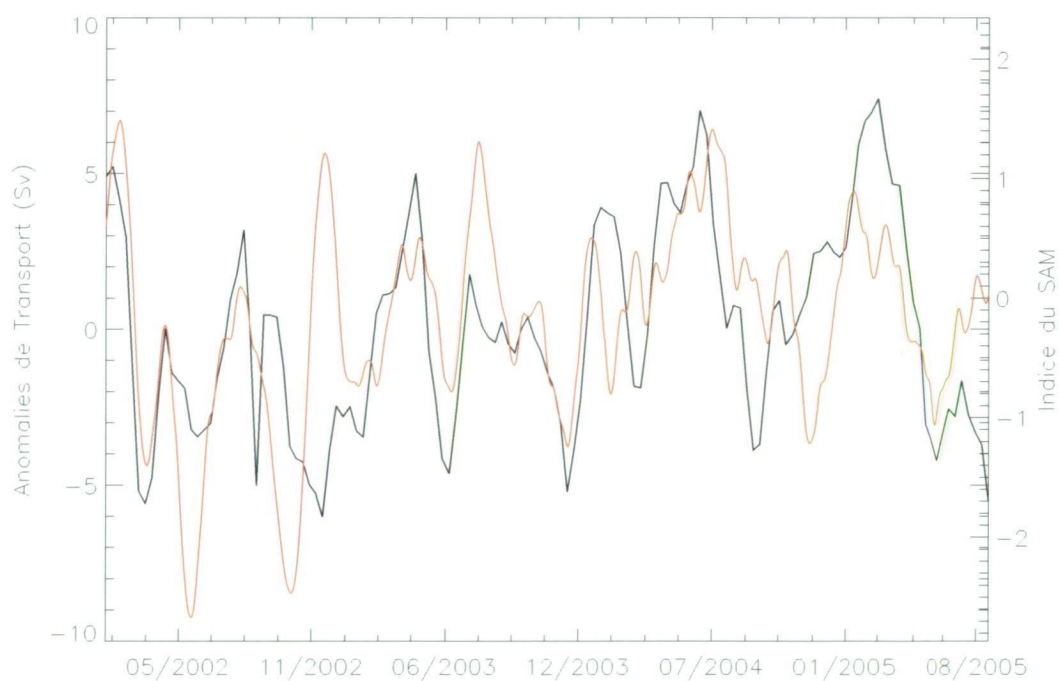


FIG. 4.7 – Anomalies de transport issues de l'altimétrie et indice SAM (en rouge). La corrélation entre les deux signaux est de 0,51.

4.2.7 Conclusion

En comparant la technique de reconstruction des données *X-track* avec les produits classiques, on réduit le nombre de données erronées et on augmente le nombre d'observations en côtier. Nous obtenons ainsi un jeu de données altimétrique de meilleur qualité et de plus grande quantité que celle des produits altimétriques classiques. Ces améliorations sont dues à :

- l'utilisation de modèles régionaux pour les corrections de la dynamique haute fréquence qui permet de mieux de-aliaser ces effets dans le signal altimétrique et en particulier en région côtière (les produits de type AVISO utilisent le modèle global de marée FES2004 et le modèle de CARRÈRE et LYARD. (2003) pour la réponse barotrope de l'océan aux forçages atmosphériques),
- l'editing et de reconstruction des corrections le long de la trace qui permet d'augmenter le nombre de données en région côtière.

La corrélation entre les séries temporelles améliorées issues de *X-track* avec la série temporelle du marégraphe de Kerguelen, toutes corrigées de la dynamique haute-fréquence, a permis de mieux comprendre la dynamique autour des îles Kerguelen et de distinguer l'impact du Front Polaire sur cette dynamique. Nous avons finalement utilisé les données altimétriques *X-track* pour estimer les variations temporelles des anomalies du transport total (barotrope et barocline). La forte corrélation avec l'indice climatique SAM obtenue confirme les résultats déjà obtenus avec le modèle barotrope.

4.3 La marée interne

La marée océanique étudiée dans le chapitre 3 est la marée d'origine astronomique résultant de l'attraction gravitationnelle des corps célestes (Lune, Soleil...) se déplaçant autour de la Terre et de la rotation de la Terre sur elle-même. La marée interne (encore appelée marée barocline) désigne quant à elle des processus qui ont lieu à l'intérieur de l'océan : lorsque les forts courants de marée barotrope rencontrent des variations bathymétriques importantes, au niveau des talus, des monts sous-marins ou des dorsales océaniques, ils engendrent des déplacements verticaux périodiques des isopycnes : c'est la marée interne.

Les mouvements verticaux de la thermocline dus à la marée interne peuvent atteindre une dizaine de mètres et plus encore : CHISWELL (1994) a observé des amplitudes de 15 mètres au Nord d'Hawaï et PRINGREE et NEW (1989) a observé des déplacements supérieurs à 200 mètres dans la baie de Biscaye. La signature en surface de la marée interne n'est cependant que de quelques centimètres en raison du rapport de gravité effective qui est de l'ordre de 10^{-3} entre la surface et la thermocline (APEL (1987)). Les amplitudes restent néanmoins plus importantes que les erreurs des satellites les plus précis. Par ailleurs, une partie significative des ondes de marée interne reste cohérente dans le temps avec le potentiel astronomique de génération de la marée. L'altimétrie satellitaire est donc en mesure de détecter de tels signaux.

Des études utilisant l'altimétrie à l'échelle globale ont déjà mis en évidence des signaux de marée barocline autour de la partie Nord du plateau de Kerguelen (KANTHA et TIERNEY (1997), CARRÈRE *et al.* (2004)). Ces résultats ont été confirmés par les modèles globaux de marée interne de MOROZOV (1995) et SIMMONS *et al.* (2004). Dans cette partie nous utilisons notre modèle régional de marée barotrope et le critère théorique de BAINES (1986) pour prouver la possible génération de la marée interne autour du plateau de Kerguelen. Nous caractérisons ensuite les signaux de surface de marée interne à partir des données T/P et Jason-1. La précision de ces deux satellites étant de l'ordre du centimètre nous réduisons notre étude à la composante de marée M_2 qui est dominante dans la région d'intérêt. Enfin, à partir de ces résultats nous évaluerons la quantité d'énergie dissipée par la marée interne autour du plateau de Kerguelen.

4.3.1 Indicateurs de marée interne

Les zones principales de génération de la marée interne se situent au niveau des accidents de bathymétrie. Plus précisément, pour que la génération puisse avoir lieu il faut que les gradients de bathymétrie soient importants ainsi que les courants de marée barotrope associés et que le milieu soit stratifié. Le modèle régional de marée barotrope peut donc nous apporter des informations sur les sites potentiels de génération de marée interne. En premier lieu, l'étude des ellipses de courants de marée au niveau des talus et des accident topographiques donne des indications sur ces sites. A l'Est et à l'Ouest de la moitié Nord du plateau de Kerguelen, les demi-axes majeurs des ellipses de marée de M_2 sont quasiment perpendiculaires au gradient de topographie et leur amplitude y est assez importante (cf Chap. 3) : elles sont donc très propices à la génération de marée interne. La propagation d'énergie due à la marée M_2 est un autre bon indicateur pour le processus étudié. En effet dans les modèles de marée interne à deux dimensions, le

forçage est proportionnel au flux traversant les pentes de bathymétrie, qui est souvent le facteur plus déterminant dans la génération de marée interne (BAINES (1982), MOROZOV (1995)). Le flux d'énergie moyen \vec{F} sur une période de marée pour une onde considérée s'exprime de la manière suivante :

$$\vec{F} = \rho g \frac{1}{T} \int_0^T H \vec{u} = \rho g h \frac{1}{T} \int_0^T \eta \vec{u} \quad (4.1)$$

où η est l'élévation de surface de l'onde considérée et \vec{u} est sa vitesse. Ce flux est représenté sur la figure 4.8. Une partie significative de l'énergie de M_2 (97 GW) traverse la partie Nord du plateau entre les îles Kerguelen et Heard en direction du Nord-Est suggérant la génération de marée interne dans cette région. Enfin l'étude de la dissipation de l'énergie de marée barotrope peut également nous informer sur les lieux de génération de marée interne. Cette dissipation d'énergie s'effectue par le biais de deux processus : soit l'énergie est dissipée par frottements sur les fonds océaniques, soit elle est dissipée par excitation d'ondes internes. Dans le chapitre 3.1.2 nous avons discuté du transfert d'énergie de toutes les composantes de marée barotrope modélisées pour la génération des ondes internes, nous ne nous intéressons ici qu'à celui de l'onde M_2 . La figure 4.8 (droite) représente l'énergie dissipée par la traînée de marée barocline générée par l'onde M_2 . Autour de la partie Nord du plateau de Kerguelen, la traînée intégrée pour cette seule onde représente plus de 60% de la traînée totale. Elle est particulièrement intense sur le talus et est associée à une forte dissipation d'énergie sur la partie Nord du plateau, indiquant ainsi le transfert d'énergie du mode barotrope vers le mode barocline dans cette région.

En s'appuyant sur les résultats issus du modèle barotrope de marée, nous pouvons donc nous attendre à ce que le talus de la moitié Nord du plateau de Kerguelen soit un lieu propice à la génération de marée barocline.

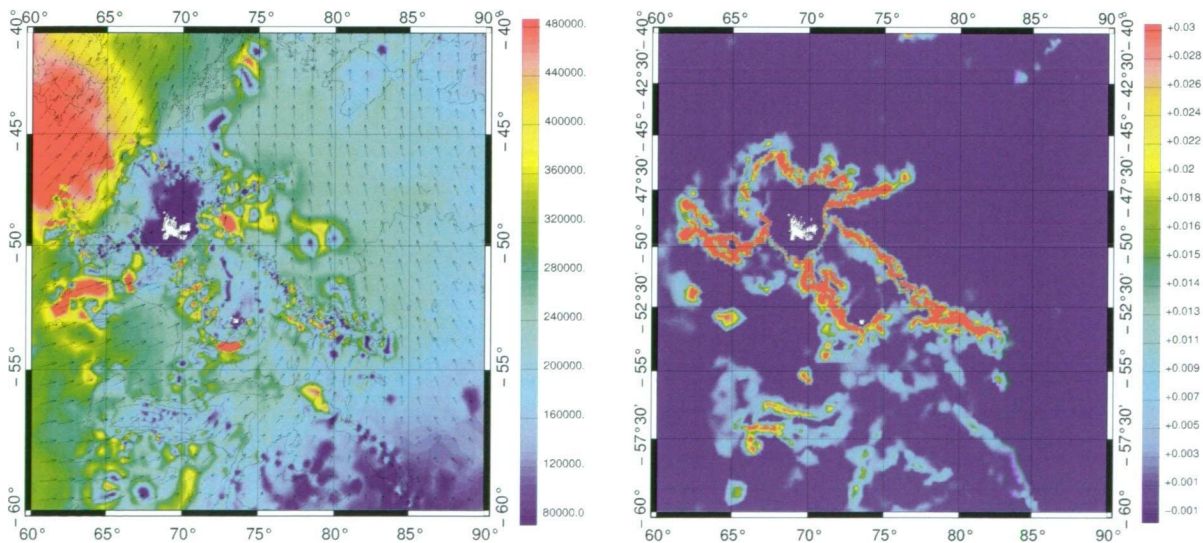


FIG. 4.8 – Indicateurs barotropes pour les sites de génération de marée interne. A gauche : flux d'énergie moyen de M_2 (en $W.m^{-2}$) et contours de bathymétrie tous les 1000 m. A droite : énergie par unité de surface dissipée dans la génération de marée interne (en $W.m^{-2}$).

4.3. La marée interne

En plus du modèle barotrope de marée, certains critères théoriques peuvent servir d'indicateurs pour déterminer les sites de génération de marée interne. Il a été montré que les deux paramètres essentiels contrôlant la dynamique des ondes internes sur les fonds océaniques sont l'angle d'inclinaison α des rayons de propagation de l'onde interne dans l'océan et le gradient de bathymétrie. Ainsi BAINES (1986) a proposé un critère (Equation 4.2) faisant intervenir les deux paramètres précédents et permettant de déterminer les conditions nécessaires à la génération des ondes internes :

$$\gamma = \frac{||\vec{\nabla} H||}{\alpha} \tag{4.2}$$

où α est le rapport entre la pulsation ω de l'onde considérée et la fréquence de Brunt-Väisälä (N). Lorsque $\gamma \approx 1$ les courbes caractéristiques sont tangentes à la bathymétrie et la pente est critique. Le mouvement est alors essentiellement barocline à travers toute la colonne d'eau et des phénomènes de résonance induisent une génération maximum des ondes internes (VLASENKO *et al.* (2005)).

La figure 4.9 représente le critère γ avec une valeur de N égale à 0.0015 (VLASENKO *et al.* (2005)). De nouvelles zones de génération, plus petites, émergent de ce paramètre, comme par exemple au Nord-Ouest du plateau. Par ailleurs ce critère appuie encore un peu plus la possible génération de marée barocline sur le talus du Nord du plateau de Kerguelen et confirme la bonne paramétrisation du modèle pour la dissipation d'énergie par génération de marée interne.

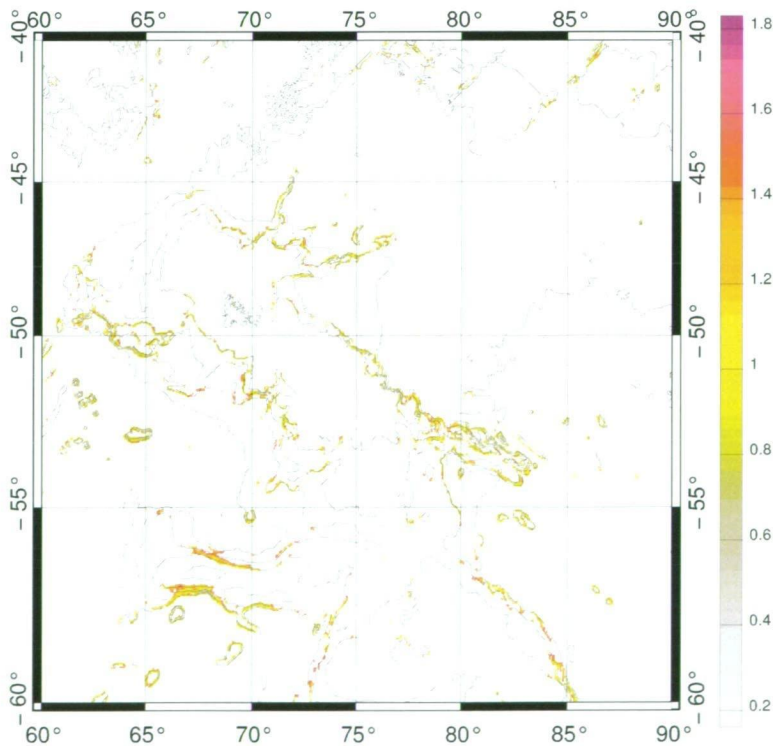


FIG. 4.9 – Critère γ pour $N = 0.0015$. Les zones colorées correspondent aux zones probables de génération de marée interne déduites du critère de BAINES (1986). Les contours de bathymétrie tous les 1000 m sont superposés en noir.

4.3.2 Méthode

La marée interne est suffisamment cohérente dans le temps pour que son signal puisse être détecté dans les données altimétriques. Nous avons utilisé les 10 premières années de données T/P (ancienne orbite) auxquelles nous avons ajouté 3 ans de données Jason-1. Ces données sont échantillonnées tous les 6 *km* et les deux satellites ont une période de répétitivité de 9,9156 jours. Nous avons extrait les données le long de la trace à l'aide de la chaîne de traitement *X-track*. En plus des corrections géophysiques classiques, ces données ont été corrigées des effets atmosphériques (CARRÈRE et LYARD. (2003)) et des effets de charge. Nous avons estimé les composantes de 20 constituants de marée à l'aide d'une analyse harmonique effectuée le long de la trace. Parmi ceux-ci nous avons extrait les six ondes de marée principales (M_2 , S_2 , N_2 , K_1 , O_1 , Q_1), quelques ondes non linéaires et des ondes secondaires. Notons que l'application du critère de Rayleigh pour la séparation des périodes aliasées de marée requiert une série de 3 ans pour séparer M_2 de S_2 et une série de 9 ans pour séparer M_2 de K_1 . Les 14 années de données utilisées sont donc suffisantes pour découpler M_2 des autres constituants de marée.

Pour isoler la partie barocline du signal nous avons appliqué un filtre spatial. En notant A l'amplitude de marée barocline et ϕ sa phase, nous avons filtré $A\cos(\phi)$ et $A\sin(\phi)$ pour séparer au mieux la partie barotrope de la partie barocline (DUSHAW (2002)). Par ailleurs, la longueur d'onde du premier mode barocline est d'environ 110 *km* de part et d'autre du plateau (CHELTON *et al.* (1998)). Les traces nominales des satellites n'étant pas parfaitement perpendiculaires au plateau, nous avons décidé de filtrer le signal à des longueurs d'ondes inférieures à 200 *km* et supérieures à 15 *km* pour réduire le bruit dans le signal et ne s'intéresser qu'au premier mode barocline. Dans la suite de cette partie nous étudierons la signal de marée barocline qui résulte de la différence entre l'amplitude totale de M_2 et l'amplitude filtrée le long de la trace comme indiqué précédemment. Nous étudierons également les caractéristiques du signal de marée "résiduel" défini comme la différence complexe entre les amplitudes non filtrées et filtrées.

4.3.3 Variabilité de M_2

Dans un premier temps nous avons effectué une analyse harmonique des données sur plusieurs périodes de temps différentes (1992-2004, 1992-1998, 1998-2004) pour calculer la variabilité des amplitudes de M_2 en chaque point (Fig. 4.10, à gauche). Cette variabilité est globalement très faible, de l'ordre de quelques *mm*, indiquant que les amplitudes de marée sont stables dans le temps. Cependant la variabilité est plus importante au niveau de l'ACC et les valeurs obtenues y sont supérieures à 2 *cm*. Cela s'explique par le fait que la période aliasée de M_2 pour la période de répétitivité de T/P (62,1 jours) est comprise dans la bande de période de l'activité méso échelle de l'ACC (Fig. 4.10, à droite). L'analyse de M_2 le long de la trace montre donc que l'onde est stable hors des zones de forte variabilité de l'ACC et le bruit engendré dans cette zone de forts courants est la source d'erreur dominante dans la caractérisation de M_2 à partir des données altimétriques (DESAI *et al.* (1997)). Par ailleurs la variabilité du signal au niveau de l'ACC est de même ordre de grandeur que les amplitudes de surface de la marée barocline, il est donc possible que le signal de marée interne soit difficile à caractériser dans cette région.

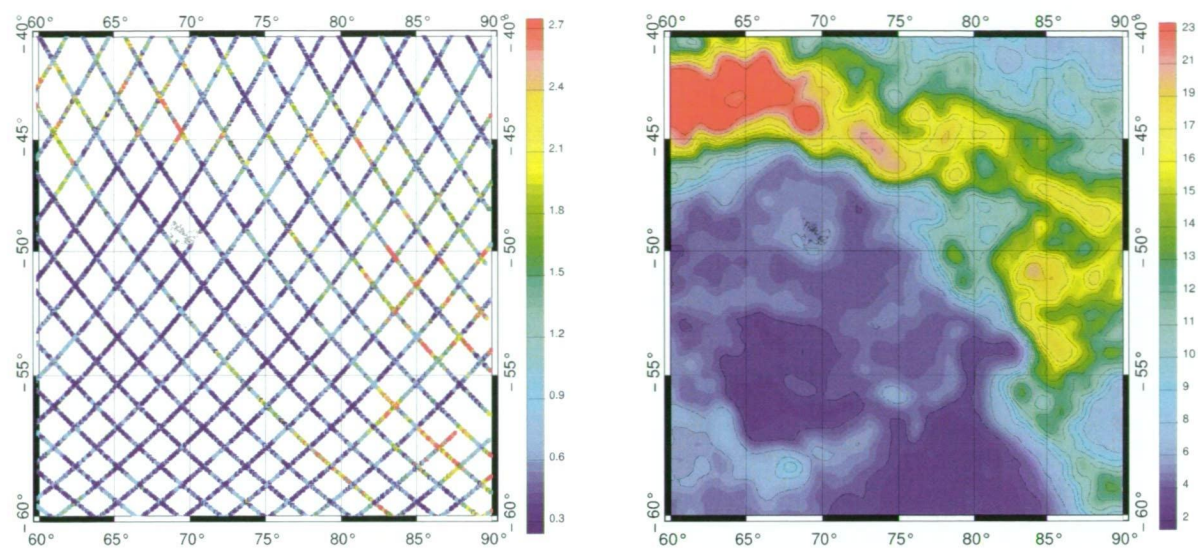


FIG. 4.10 – A gauche : RMS des amplitudes totales de M_2 (cm). A droite : variabilité de l’élévation de surface calculée à partir des cartes AVSIO sur la période 1992-2006 (cm). Cette carte permet de mettre en évidence les fortes zones de variabilité méso échelle de l’ACC (échelle de couleur de vert à rouge).

4.3.4 Résultats

La figure 4.11.a montre les résultats de l’analyse harmonique pour l’onde M_2 le long de la trace 153 (Fig. 4.12) et le signal filtré à 200 km. Au Nord du plateau de Kerguelen, i.e. au Nord de 52°S dans le cas présent (Fig. 4.11), on distingue de petites oscillations (quelques cm) ayant une longueur d’onde d’environ 110 km. Plusieurs indices concordent avec le fait que ces oscillations sont en fait la signature de surface de la marée interne. Tout d’abord, la distance de 110 km séparant deux pics successifs concorde avec la longueur d’onde théorique du premier mode barocline. Par ailleurs, les traces ascendantes des satellites T/P et Jason-1 sont quasiment perpendiculaires au talus du plateau dans cette région, on peut donc supposer que la propagation des ondes internes s’effectue parallèlement aux traces de ces satellites. Ainsi la distance séparant deux pics successifs obtenue à partir des données altimétriques correspond bien à celle du premier mode barocline. Par ailleurs, l’étude du schéma de phase peut également nous apporter des informations sur la nature de l’onde. La figure 4.11.b représente la phase “résiduelle” du signal. Toute onde progressive (comme dans le cas de la marée interne) se propageant dans le sens d’un axe notée x , s’écrit sous la forme : $A\cos(\omega t - k_x x + \phi)$, où A et ϕ sont l’amplitude et la phase du signal, ω la fréquence de l’onde considérée et k_x le nombre d’onde. Ainsi la phase d’une onde progressive augmente ou diminue constamment en se propageant, selon que cette propagation s’effectue dans une direction ou l’autre de l’axe x (ici l’axe x est un axe perpendiculaire au talus du plateau Kerguelen). Dans notre cas, si la phase “résiduelle” augmente (respectivement diminue) avec la latitude, il s’agit alors d’une onde progressive se propageant vers le Nord (respectivement Sud). La figure 4.11 indique donc qu’il s’agit d’une onde se propageant hors du plateau vers le Nord.

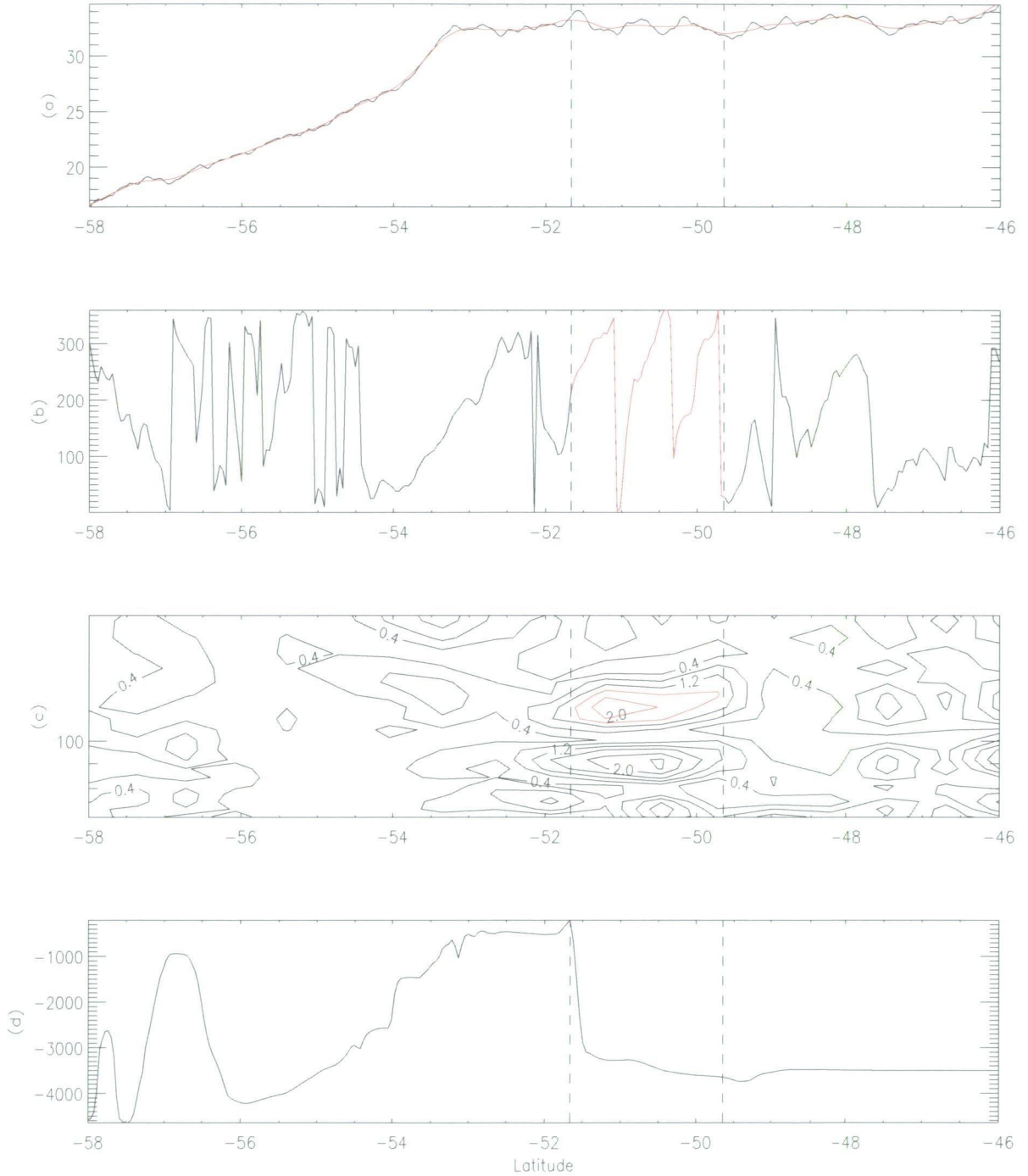


FIG. 4.11 – Différentes courbes obtenues le long de la trace 153. (a) Amplitudes (cm) de M_2 estimées le long de la trace à partir d'une analyse harmonique des données T/P et Jason-1 (en noir). La courbe rouge correspond aux amplitudes de M_2 filtrées à 200 km. (b) Phases du signal "résiduel" de marée obtenu après filtrage des parties réelles et imaginaires du signal de marée le long de la trace. (c) Transformée de Fourier à court terme : longueur d'ondes (km) en fonction de la latitude. (d) Bathymétrie (m). La région où l'on observe le signal de marée interne est délimité par les droites verticales discontinues.

4.3. La marée interne

Les oscillations observées correspondent donc au signal de surface de la marée interne : les élévations dues à la marée interne s'ajoutent et se soustraient successivement au signal de marée barotrope créant ainsi de telles oscillations. En théorie la marée interne est générée au niveau des forts gradients bathymétriques et dans notre cas les oscillations apparaissent juste après le talus du plateau et se propagent vers le Nord. Cependant au bout de trois oscillations seulement (soit quelques centaines de *km*) on ne distingue plus le signal de marée interne alors que les études dans la région d'Hawaï ont mis en évidence de telles propagations sur plus de 1000 *km* (RAY et MITCHUM (1996), RAY et MITCHUM (1997)). La figure représentant la phase du signal "résiduel" de marée (Fig. 4.11.b) montre également une rupture dans la propagation de l'onde au même endroit, à 48°S le long de la trace 153. En se reportant à la figure 4.10 on remarque qu'il s'agit en fait de la zone de forte variabilité de l'ACC : la période aliasée de l'onde M_2 est comprise dans la gamme de période de variabilité méso échelle de l'ACC et l'analyse harmonique ne permet donc pas de distinguer ces deux signaux. Enfin l'analyse de la transformée de Fourier à court terme appliquée au signal (Fig. 4.11.c) appuie également ce résultat. Ce traitement permet de visualiser les différentes longueurs d'ondes présentes le long de la trace. Ainsi, au Nord du talus on note la présence d'un signal fort ayant une longueur d'onde d'environ 110 *km* (en rouge) et ces ondes disparaissent dès lors que l'on arrive dans la région de l'ACC.

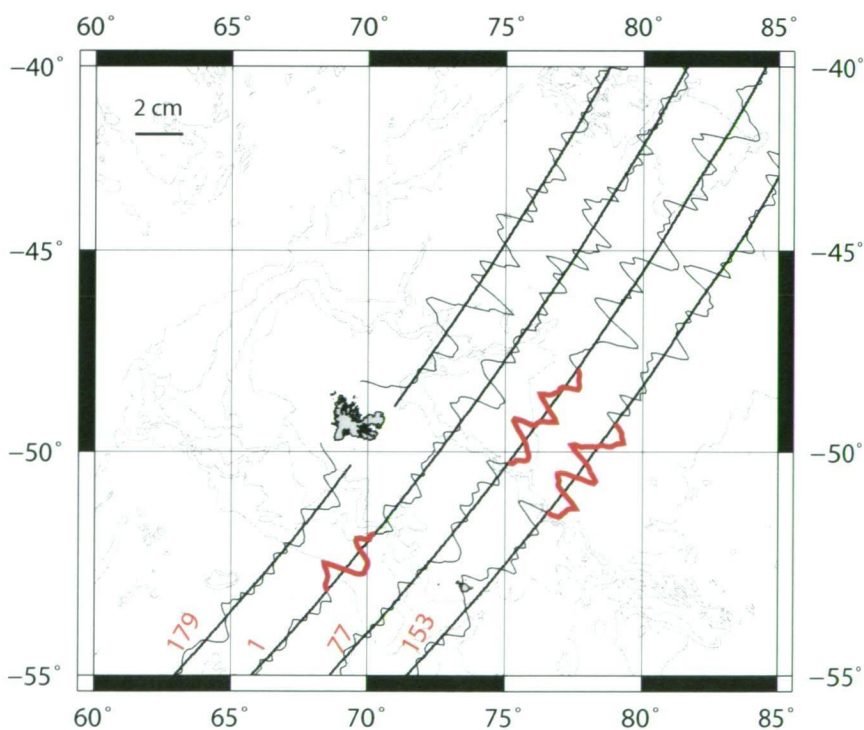


FIG. 4.12 – Amplitudes baroclines (obtenues par soustraction du signal filtré au signal total) le long de 4 traces ascendantes croisant le plateau Kerguelen. En fond de carte : contours de bathymétrie tous les 500 *m*. Les oscillations correspondant à la marée interne sont colorées en rouge.

La figure 4.12 représente les amplitudes de marée barocline le long de traces ascendantes croisant la partie Nord du plateau. Cette carte nous permet de discerner les régions de propagation de marée interne. Il faut cependant bien les distinguer des régions où le bruit est important par rapport au signal comme l'ACC. A l'Ouest du plateau, seule la trace 1 présente les caractéristiques des ondes de marée interne. Après trois oscillations les amplitudes observées diminuent fortement. L'hypothèse la plus probable qui permet d'expliquer cette atténuation des amplitudes est que l'onde interfère avec un autre signal généré sur l'accident topographique de $55^{\circ}S$. A l'Est du plateau, seules les traces 77 et 153 présentent les caractéristiques de la marée interne. Elles ont toutes les deux un minimum d'amplitude de marée interne au niveau du talus puis elles oscillent de manière très corrélée avant que leur signal ne se perde dans l'ACC.

4.3.5 Énergie

Sur la globalité des océans l'énergie dissipée par le phénomène de marée est de l'ordre de $3,7\ TW$ dont $2,5\ TW$ pour l'onde principale M_2 (CARTWRIGHT (1993), KAGAN et SÜNDERMANN (1996), EGBERT et RAY (2001)). Cette énergie est principalement dissipée dans les régions peu profondes par frottement sur le fond des océans (LE PROVOST et LYARD (1997)). La marée interne joue également un rôle dans cette dissipation. En se basant sur l'altimétrie, EGBERT et RAY (2001) ont montré qu'un tiers de la dissipation de l'énergie globale de marée avait lieu dans l'océan profond sous forme de marée interne, confirmant ainsi les prédictions effectuées par SJÖBERG et STIGERBRANDT (1992) et KANTHA et TIERNEY (1997) à partir de la modélisation. SIMMONS *et al.* (2004) utilise un modèle global de marée barocline en faisant varier le niveau de stratification pour évaluer l'énergie dissipée sous forme de marée barocline. Pour l'onde M_2 , il obtient une conversion de $0,67\ TW$ dans la configuration à deux couches et de $0,89\ TW$, similaire à l'estimation de EGBERT et RAY (2001), dans la configuration à 10 couches. Il évalue également les taux de conversions de manière régionale. Pour la région d'Hawaï et l'archipel de Tuamotu, il obtient des taux de conversion au-dessus des précédentes estimations (EGBERT et RAY (2001), RAY et CARTWRIGHT (2001), SAINT-LAURENT *et al.* (2003)) alors que ceux obtenus sur la dorsale Palu (au Sud Est du Japon) sous-estiment les prédictions de EGBERT et RAY (2001). L'estimation qu'il fait pour le plateau de Kerguelen, comprise entre $6\ GW$ pour le modèle à deux couches et $9\ GW$ pour le modèle à 10 couches, ne doit donc être considérée que comme une ordre de grandeur du taux de dissipation, compte tenu des autres résultats régionaux obtenus.

Notre modèle barotrope de marée peut également fournir une estimation de la dissipation d'énergie barotrope pour la génération de marée interne puisque ce phénomène y est paramétré. Un bilan d'énergie spectral permet d'estimer cette énergie onde par onde. Pour l'onde M_2 , l'intégration de cette énergie sur le plateau de Kerguelen fournit une valeur de $15\ GW$, soit environ $\approx 2\%$ de l'estimation globale, ce qui concorde assez avec les estimations de SIMMONS *et al.* (2004). Par ailleurs, comme nous l'avons souligné précédemment, le modèle suggère que la conversion du mode barotrope vers le mode barocline s'effectue majoritairement sur la partie Nord du plateau ; les zones de dissipation sont donc cohérents avec celles observées par SIMMONS *et al.* (2004).

L'utilisation combinée de l'altimétrie et de profils de densité le long de la colonne d'eau peut également nous permettre d'estimer l'énergie dissipée par le processus de

4.3. La marée interne

marée interne autour du plateau de Kerguelen. A partir des sections CTD effectuées entre l'Est du plateau et l'île Amsterdam (PARK *et al.* (1993)) nous pouvons tracer le profile moyen de densité potentielle dans la région où nous avons précédemment mis en évidence la signature de surface de la marée interne. Ce profile (Fig. 4.13) peut être schématisé par deux couches de densités et de profondeurs respectives $(\rho_1, H_1)=(1026,3 \text{ kg.m}^{-3}, 250 \text{ m})$ et $(\rho_2, H_2)=(1027,7 \text{ kg.m}^{-3}, 3000 \text{ m})$, les déplacements des deux couches (ξ_1 et ξ_2) étant liés entre eux par la relation suivante :

$$\frac{\xi_1}{\xi_2} = -\frac{\Delta\rho}{\rho} \tag{4.3}$$

Cette stratification est cohérente avec le rayon interne de déformation de Rossby, noté R_d et défini par :

$$R_d = \frac{1}{f} \sqrt{g' \frac{H_1 H_2}{H_1 + H_2}} \quad \text{avec} \quad g' = \frac{\Delta\rho}{\rho} g \tag{4.4}$$

En effet, on obtient une valeur de $R_d \approx 17 \text{ km}$, cohérente avec une longueur d'onde $2\pi R_d \approx 110 \text{ km}$.

La moyenne des amplitudes baroclines au carré obtenues à partir des données altimétriques est de $\langle \xi_1^2 \rangle = 1,4 \text{ cm}^2$ sur un cycle de marée, ainsi $\langle \xi_2^2 \rangle = 7,7 \text{ m}^2$. Nous pouvons alors en déduire la densité d'énergie totale moyenne E (cf Annexe 2) qui s'exprime en fonction des déplacements de marée interne ξ_2 de la manière suivante (RAY et MITCHUM (1997)) :

$$E = \Delta\rho g \langle \xi_2^2 \rangle \tag{4.5}$$

Sur le talus, la densité d'énergie barocline moyenne totale est de 1033 J.m^{-1} . Connaissant E nous pouvons alors en déduire le flux d'énergie moyen $F = cE$ (GILL (1982), page 267). Pour la période T de M_2 et la longueur d'onde λ calculée précédemment nous obtenons un flux d'énergie moyen de 2832 W.m^{-2} dirigé vers l'extérieur du plateau. Ainsi, sur le

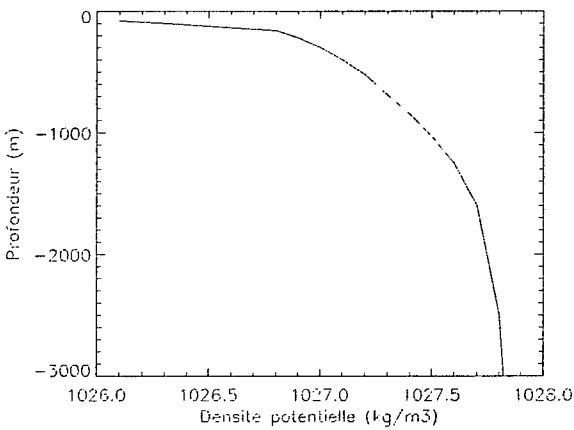


FIG. 4.13 – Profile de densité potentielle à l'Est du plateau de Kerguelen (source : PARK *et al.* (1993)).

talus Est du plateau entre les îles Kerguelen et Heard, là où l'on observe clairement un signal de marée interne dans les données altimétriques, l'énergie intégrée totale pour le premier mode de marée barocline cohérent dans le temps est de $0,81 \text{ GW}$. La valeur obtenue avec le modèle dans cette région est quant à elle de $0,57 \text{ GW}$: les deux résultats sont donc consistants ce qui tend à prouver que la traînée barocline générée par les ondes de marée est paramétrée de manière réaliste dans le modèle.

4.3.6 Conclusion

L'analyse de la simulation de marée barotrope dans la région australe de l'océan Indien a mis en évidence de nombreux indices suggérant la génération de marée barocline sur le talus du plateau de Kerguelen et en particuliers dans sa moitié Nord. Cette hypothèse a été confortée par le calcul du critère théorique de Baines (BAINES (1986)).

Nous avons donc cherché à mieux caractériser ces ondes à partir des mesures altimétriques T/P et Jason-1 qui nous ont fournies un jeu de données de 14 ans. Nous avons d'abord examiné la stabilité de M_2 en calculant son amplitude sur trois périodes de temps différentes et nous en avons conclu que l'onde était stable dans tout le domaine sur la période d'étude sauf dans la région de variabilité méso échelle de l'ACC. L'analyse conjointe des amplitudes et de la phase des signaux filtrés sous 200 km ont permis de mettre en évidence la signature de surface de la marée interne au Nord-Est du plateau de Kerguelen. Ces ondes se propagent hors du plateau sur quelques centaines de km et le signal disparaît lorsque l'onde rejoint l'ACC. L'estimation de l'énergie dissipée entre Kerguelen et Heard à partir de l'altimétrie a fourni des résultats cohérents avec ceux du modèle de marée qui sont eux mêmes comparables aux résultats de SIMMONS *et al.* (2004). Ils suggèrent tous une dissipation importante de l'énergie de marée interne sur le talus du plateau Kerguelen. Cependant chacune de ces estimations reste une estimation de premier ordre de l'énergie dissipée sur le plateau et, à ce niveau de l'étude, nous ne pouvons affirmer laquelle est la plus réaliste. En effet, le modèle de marée interne, global, possède une résolution trop faible pour des études régionales, notre modèle barotrope n'effectue qu'une paramétrisation du processus et ne le résout pas, enfin il y a sûrement des incertitudes dans les calculs effectués avec l'altimétrie et l'utilisation d'un simple modèle bi-couche pour ceux-ci manque de réalisme.

Pour conclure, l'analyse des données altimétriques à elle seule ne permet d'examiner que la composante invariante dans le temps de la marée interne, celle qui est cohérente avec la marée astronomique. Pour améliorer notre connaissance de la marée barocline autour du plateau de Kerguelen il faudrait utiliser une modélisation adaptée qui permettrait de mieux comprendre le mécanisme de conversion du mode barotrope vers le mode barocline, d'avoir une vision tridimensionnelle de la propagation de la marée interne, de caractériser sa composante variable dans le temps, de confirmer les résultats de la signature de surface obtenus dans ce chapitre et de mieux estimer l'énergie dissipée sous forme de marée interne autour du plateau Kerguelen. Enfin les élévations de surface dues à la marée barocline sont toujours présentes dans les signaux altimétriques *résiduels* qui, actuellement, ne sont corrigés que de la marée barotrope. Dans le futur, il faudrait envisager de corriger les données altimétriques des élévations de marée barocline (dont le signal est aliasé), en particulier dans les régions où ces effets sont importants, afin de pouvoir accéder aux signaux de fréquences plus basses dans ces régions.

4.4 Altimétrie sur la plate-forme de glace d'Amery. Apport de la modélisation régionale

Initialement, l'altimétrie satellitaire a été développée pour l'observation des océans. Après le lancement de ERS-1 -dont la couverture atteint les latitudes de $81,5^\circ N/S$ - par l'Agence Spatiale Européenne en 1991, les altimètres fournissent également des mesures sur la calotte Antarctique. La qualité de ces mesures sur les plates-formes de glace antarctiques est limitée par plusieurs sources d'erreur liées aux différents processus influant sur l'élévation de surface des plates-formes. Ces processus sont de natures différentes : il peut s'agir de la marée, de la pression atmosphérique, du changement de densité de l'océan, de la fonte et de l'accumulation de neige, de sa compaction, du gel et du dégel de la glace à l'interface océan/glace, ou encore de l'avancement de la plate-forme de glace dans l'océan. Chacun de ces processus agit à des échelles de temps différentes. A haute fréquence, la marée océanique constitue la variabilité principale des déplacements verticaux. Sous les plates-formes de glace, la marée n'est pas aussi bien modélisée que dans l'océan, essentiellement à cause de notre manque de connaissance du trait de côte et la forme de la cavité dans ces régions. Elle doit toutefois donc être corrigée des mesures d'élévations pour suivre les variations de l'élévation de surface à des échelles de temps plus longues, l'altimétrie satellitaire permettant d'étudier les changements à de telles échelles de temps sur les plates-formes de glaces.

Dans cette section, nous nous intéressons à l'étude des signaux altimétriques sur la plate-forme de glace d'Amery (AIS). Nous testons l'impact des corrections de marées, de la prise en compte de l'écoulement de la plate-forme sur le déplacement des caractéristiques topographiques à petite échelle, et aussi de la correction de élévations de l'océan liées aux forçages atmosphériques. Pour cela, nous utilisons le satellite ENVISAT dont les données sont traitées avec l'algorithme ICE2, avec notre modèle hydrodynamique de marée dans la région de l'Amery, notre simulation barotrope en réponse aux forçages atmosphériques, et les vitesses d'écoulement de la glace déterminées à partir d'images radar. Nous discutons ensuite les résultats des tests de sensibilité effectués et appliquons les mesures altimétriques *résiduelles* à l'étude de l'évolution temporelle des anomalies de hauteur de glace.

4.4.1 Méthode

4.4.1.1 Prédiction de la marée océanique

A partir des cartes d'amplitude et de phase obtenues pour les composantes de marée modélisées dans la simulation de référence (cf Chap. 3.1), nous pouvons prédire les élévations dues à la marée dans la région de l'AIS pour une position (x, y) et un temps t donnés. La prédiction s'effectue selon la formule suivante :

$$h_{marée}(x, y, t) = \sum_j f_j(t) A_j(x, y) \cos(V_j(t) + u_j(t) + G_j(x, y, t)) \quad (4.6)$$

où V_j est la phase astronomique, A_j et G_j sont les amplitudes et phases analysées dans le modèle pour chaque onde de marée j , f_j et u_j sont les facteurs de correction nodale en amplitude et en phase.

Les facteurs nodaux permettent de réduire le nombre de constituants dans le spectre de marée. Cela équivaut à réunir entre elles les composantes qui ne peuvent être séparées sur une période inférieure à un an, et à ne conserver que les composantes principales dans le spectre de marée (PONCHAUT *et al.* (2001)). Ainsi, les constituants secondaires, d'amplitudes plus faibles, sont pris en compte via les coefficients nodaux. Dans le cadre de notre prédiction des élévations de marée, ces facteurs ont été calculées à partir des formules établies par SCHUREMAN (1958).

4.4.1.2 Vitesses d'écoulement de la glace

Les vitesses d'écoulement utilisées suivant la latitude et la longitude ont été obtenues à partir d'images SAR issues de RADARSAT (YOUNG et HYLAND (2002)). Les vitesses de surface de la plate-forme sont estimées en cherchant le maximum de correspondance entre deux jeux de données complexes SAR de la même surface. La technique, basée sur l'analyse interférométrique d'une paire d'images SAR cohérentes, nécessite des données séparées par une courte période d'acquisition (ici 24 jours). Elle utilise à la fois les informations sur l'amplitude et sur la phase du signal. La précision de la méthode de cohérence entre deux images pour l'estimation des vitesses est de 1 m.an^{-1} le long de la trace, de 3 m.an^{-1} perpendiculairement à la trace et $5 - 10 \text{ m.an}^{-1}$ sur la norme du vecteur vitesse. Parmi les autres sources d'erreurs de cette méthode, il y a celles liées à l'orbite (GRAY *et al.* (1998)) et aux mouvements verticaux de la plate-forme dus aux variations atmosphériques et à la marée. Grâce aux données de stations météorologiques situées dans la région de l'AIS, il a été montré qu'il n'y avait pas de différence significative de la pression atmosphérique entre les deux périodes d'acquisition (YOUNG et HYLAND (2002)). Les erreurs liés aux élévations de marée ont été estimées avec le modèle CADA (PADMAN et EROFEEVA (2004)), et sont d'environ $2 - 3 \text{ m.an}^{-1}$. Les cartes d'écoulement utilisées ont été interpolées sur une grille régulière de 1 km sur 1 km . Ces cartes sont présentées sur la figure 4.14. Les vitesses sont assez importantes à l'extrémité

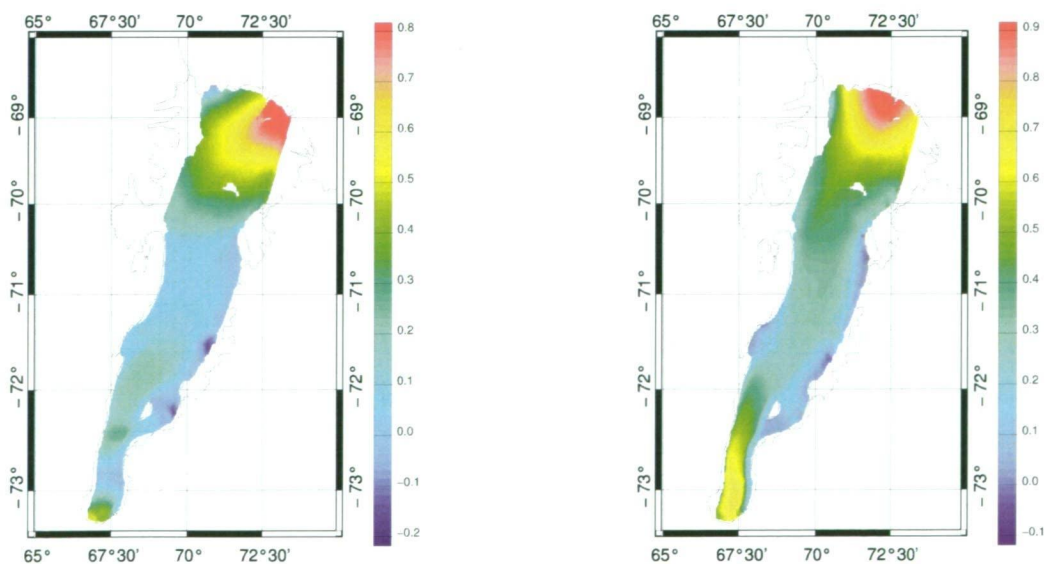


FIG. 4.14 – Vitesses d'écoulement de la glace en km.an^{-1} suivant la longitude (gauche) et la latitude (droite). Données issues de (YOUNG et HYLAND (2002)).

4.4. Altimétrie sur la plate-forme de glace d'Amery

Sud de l'AIS, région correspondant à l'écoulement du glacier Lambert dans l'océan, puis décroissent rapidement passant de 800 m.an^{-1} à 300 m.an^{-1} , avant d'augmenter pour atteindre leur maximum (1350 m.an^{-1}) au milieu du front de l'AIS (YOUNG et HYLAND (2002)).

Enfin, la topographie moyenne de l'AIS est corrigée du signal altimétrique à partir des cartes issues de (RÉMY *et al.* (2000)).

4.4.1.3 Traitement des données altimétriques

Les données de l'altimètre bi-fréquence ENVISAT RA-2 (bande S et Ku) ont été traitées avec l'algorithme de *retracking* ICE-2 (LEGRÉSY *et al.* (2005)). Cet outil est spécialement dédié à l'étude des signaux altimétriques sur les calottes polaires, et au calcul de leurs paramètres de forme d'onde (le coefficient de rétrodiffusion noté B_s , la largeur du front de montée notée LeW et la pente du flan notée TeS) pour en déduire notamment la hauteur h_0 de la surface observée à partir du milieu du front de montée. Outre l'algorithme de *retracking*, la chaîne de traitement utilisée (LEGRÉSY *et al.* (2006)) calcule les fonctions géographiques de la hauteur mesurée pour chaque point de la trace. Cette grandeur est alors soustraite aux mesures de h_0 pour s'affranchir des variations locales de topographie qui peuvent être très importantes sur les calottes polaires. Cette correction est obtenue en ajustant une fonction à trois dimensions (longitude, latitude, hauteur) reliant tous les points de mesures situés dans une boîte de 660 m sur 2 km centrée autour de chacune des positions moyennes. Les dimensions de cette boîte correspondent aux déplacements des points d'observation par le satellite, le long de la trace et perpendiculairement à la trace. On en déduit alors les anomalies de hauteur h aux points moyens de la manière suivante :

$$h = h_0 - \underbrace{p(LeW, B_s, TeS)}_{\text{algorithme ICE-2}} - \underbrace{g(lon, lat)}_{\text{fonction géographique}} \quad (4.7)$$

Pour prendre en compte les corrections de marée, on soustrait les élévations dues à la marée aux élévations mesurées par l'altimètre ; la fonction de correction géographique g' est calculée avec les hauteurs ainsi corrigées.

La prise en compte des vitesses d'écoulement de la glace est plus complexe. Lors du calcul de la fonction géographique, nous utilisons les élévations mesurées à chaque cycle pour chacune des boîtes centrées sur un point nominal. Cependant la surface locale ainsi déduite contient des éléments topographiques qui se sont déplacés dans le temps du fait de l'écoulement de la glace. Par exemple, pour une vitesse d'écoulement de 500 m.an^{-1} , un élément topographique se sera déplacé d'environ 2.5 km au bout des 5 années de mesures d'ENVISAT : il peut être observé par l'altimètre au 30^{ème} cycle d'ENVISAT, alors qu'il n'apparaîtra ni au premier et ni au dernier cycle. Les mesures doivent donc tenir compte de cette physique. A chaque cycle (temps t) il faut ramener la position du point observé à celle qu'il occuperait en tenant en compte de l'écoulement de la glace, et le temps écoulé depuis le temps initial t_0 (Fig. 4.15). Les anomalies d'élévation s'expriment alors de la manière suivante :

$$h_0 = h(lon_0, lat_0) + v_z(t - t_0) - p(LeW, B_s, TeS) - g'(lon_0 + v_{lon}(t - t_0), lat_0 + v_{lat}(t - t_0)) \quad (4.8)$$

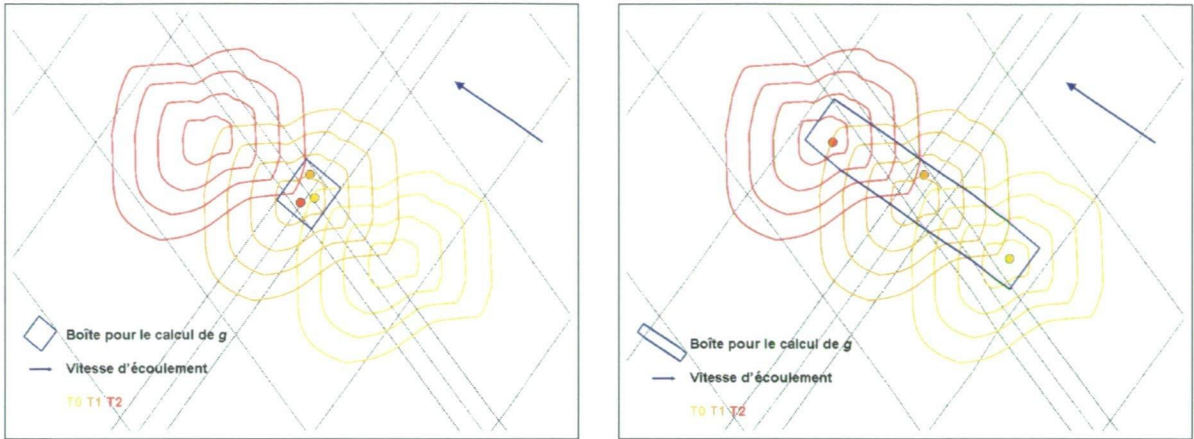


FIG. 4.15 – En haut : nous ne considérons pas l’écoulement de la glace. La position du point de mesure n’est donc pas corrigée de cet effet. Les dimensions de la boîte utilisée pour le calcul de la correction géographique sont choisies pour tenir compte des erreurs liées au positionnement autour du point de référence. En bas : la position des points de mesures de l’altimètre est advectée par l’écoulement de la glace. La boîte pour le calcul de la correction géographique prend compte de cet effet.

4.4.2 Étude préliminaire : impact de la marée aux points de croisement ENVISAT

Nous avons effectué une étude préliminaire sur les points de croisement ENVISAT, bien que l’orientation des stastrugis par rapport à la trace du satellite influe sur les hauteurs mesurées par les traces ascendantes et descendantes (LEGRÉSY *et al.* (1999)), et que donc, les variations d’élévation au points de croisement sont plus importantes que le long de la trace. Cette étude préliminaire vise à quantifier l’impact des différents modèles de marée, et en particulier l’apport de la modélisation régionale, pour la correction de la marée dans les mesures altimétriques sur l’AIS. Pour chaque point de croisement et pour chaque cycle du satellite ENVISAT, nous avons calculé les hauteurs de la trace ascendante et descendante sur l’AIS (4.16). Nous avons alors établi la différence Δh entre ces deux mesures, puis la différence de hauteur corrigée de la solution globale de marée FES2004 ($\Delta(h - h_{FES2004})$), du modèle circum-Antarctique CATS ($\Delta(h - h_{CATS})$), et de notre solution régionale de marée ($\Delta(h - h_{T-UGOm})$).

Pour calculer les déviations standard de l’élévation en chacun des points de croisements nous avons imposé, à partir d’un histogramme, un minimum de 20 mesures par point. Ce minimum nous permet de calculer la RMS correctement et de garder une couverture spatiale importante de l’AIS (65 points sur un total de 72 avant application des corrections de marée). Par ailleurs toutes les RMS de hauteur non corrigée sont inférieures à 3 m sauf pour deux d’entre elles où elles atteignent, 8,1 m et 10,3 m. Ces deux derniers points ont donc été supprimés des statistiques effectuées. La figure 4.16 représente les RMS calculées pour chacun des quatre cas et pour chaque point valide.

Certains points de croisements au Nord de 70°S ont des RMS plus faibles lorsque la hauteur n’est pas corrigée de la marée. Pour ces points de croisement nous avons représenté la hauteur h en fonction de la hauteur corrigée du modèle de marée régional. Le nuage de points obtenu est tel qu’aucune droite ne peut y être ajustée, ce qui prouve

4.4. Altimétrie sur la plate-forme de glace d'Amery

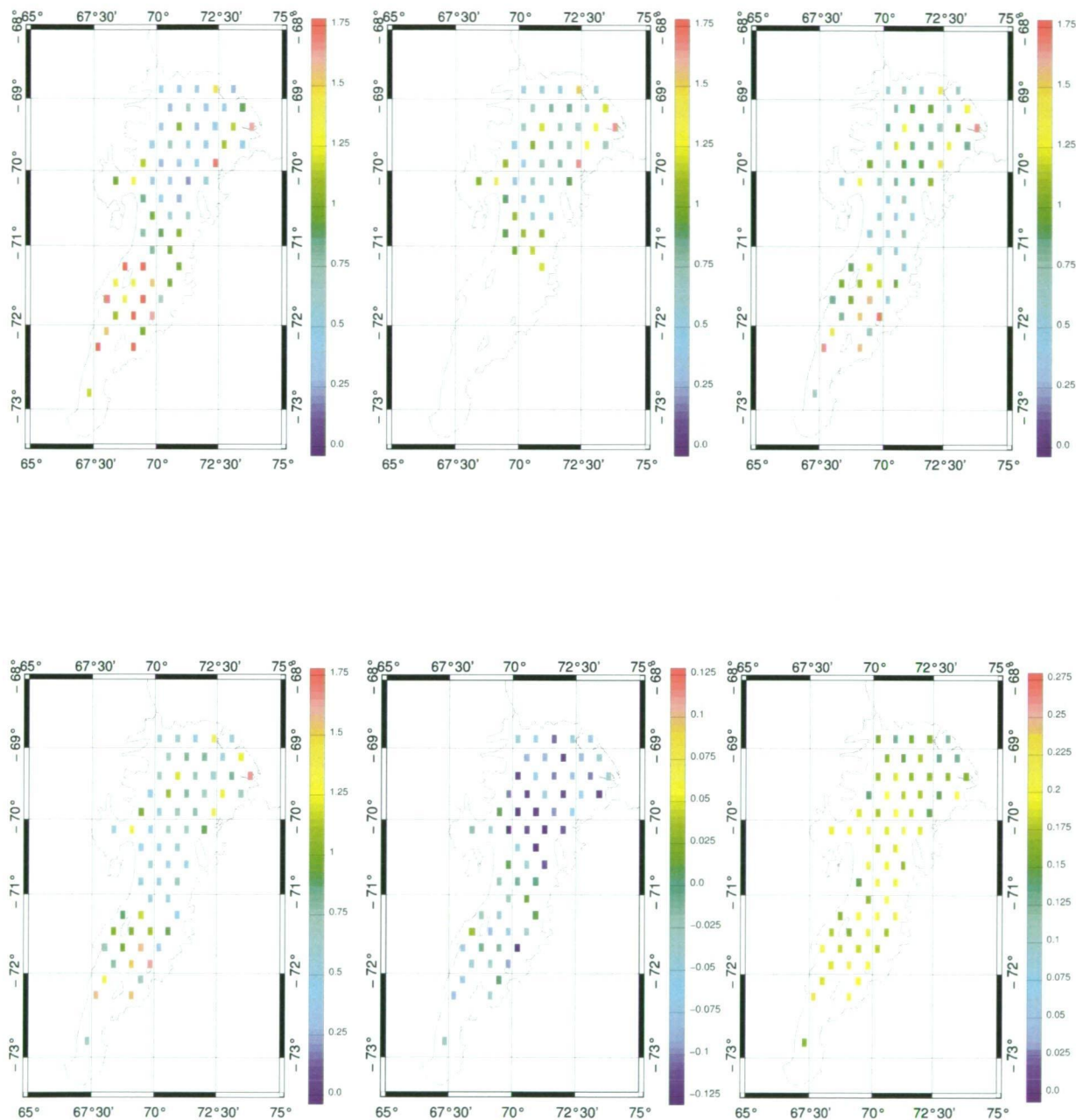


FIG. 4.16 – En haut : Déviation standard des hauteurs ENVISAT aux points de croisement : sans correction (gauche), corrigée de la marée FES2004 (milieu) et de la marée CATS (droite). En bas : Déviation standard des hauteurs ENVISAT aux points de croisement corrigée du modèle régional de marée (gauche), différence entre $\Delta(h - h_{T-UGOm})$ et $\Delta(h - h_{CATS})$ et déviation standard entre la marée régionale et CATS aux points de croisement (droite). Les unités sont en m .

que la marée est bien corrigée dans cette partie de l’AIS et que la plus faible RMS obtenue pour le signal non corrigé de la marée est sûrement due à un autre phénomène physique qui n’est pas pris en compte par le modèle comme le dégel ou la compaction par exemple. En comparant le modèle régional de marée avec FES2004, la carte des RMS sur l’AIS peut être divisée en trois parties comme suit :

1. une première partie au Nord de $70.3^{\circ}S$ où les RMS de la hauteur corrigée de la marée FES2004 et de notre modèle régional sont sensiblement les mêmes,
2. une deuxième partie située entre $70.3^{\circ}S$ et $71.3^{\circ}S$ où la correction de notre modèle réduit nettement la déviation standard par rapport à la solution FES2004. En effet les amplitudes de marée FES2004 sont surestimées dans cette région, principalement à cause d’une mauvaise géométrie de la cavité en entrée (ligne de côte et bathymétrie),
3. enfin une troisième partie au Sud de $71.3^{\circ}S$ où seules les solutions de notre modèle régional sont présentes (pour les raisons citées précédemment). Dans cette région, notre nouvelle solution de marée peut réduire la RMS de plus d’1 *m*.

La distribution spatiale des mesures altimétriques corrigées de CATS et de $T-UGOm$ est la même lorsqu’on s’intéresse aux points de croisement ENVISAT. Les traits de côte utilisés pour les deux simulation (FRICKER *et al.* (2002), GALTON-FENZI *et al.* (2008)) sont pourtant légèrement différents, mais les principales différences se situent à l’extrémité Sud de l’AIS, là où il n’y a pas de données altimétriques. Globalement les solutions de notre modèle régional corrige mieux des effets de la marée que celles issues de CATS : on obtient un RMS de 0.86 *m* sur toute la zone avec le signal altimétrique corrigé de notre modèle et de 0.90 *m* lorsqu’on corrige de la marée CATS. Le seul endroit où le modèle circum-Antarctique est meilleur est à l’Ouest de l’île située à $69^{\circ}E/71.4^{\circ}S$. Dans le Nord de l’AIS, notre modèle régionale réduit d’environ 10 – 15 *cm* la RMS des élévations corrigées de CATS, ce qui correspond à la RMS entre les prédictions de marée à partir des deux modèles dans la même région. Au Sud de la plate-forme (Sud de $71^{\circ}S$), les différences entre les prédictions de marée sont plus grande. Cela s’explique par le fait que les bathymétries utilisées pour chacun des modèles y sont très différentes. Cependant la différence entre $\Delta(h - h_{T-UGOm})$ et $\Delta(h - h_{CATS})$ est plus faible que dans le Nord de l’AIS, ce qui laisse supposer que, malgré les travaux effectués pour redéfinir la bathymétrie dans cette région, des efforts sont encore à faire pour améliorer les solutions de marée.

4.4.3 Étude le long de la trace

Nous nous concentrons maintenant dans l’analyse des signaux altimétriques le long de la trace. En effet, LEGRÉSY *et al.* (1999) ont montré que les hauteurs mesurées par les traces ascendantes et descendantes étaient influencées par l’orientation des dunes de neige (sastruggis) par rapport à la trace du satellite (cf Chap. 1.4). Dans cette étude, nous nous intéressons en particuliers à la trace 494 d’ENVISAT qui a la particularité de traverser quasiment tout la plate-forme de glace d’Amery de la sens de sa longueur (Fig. 4.17).

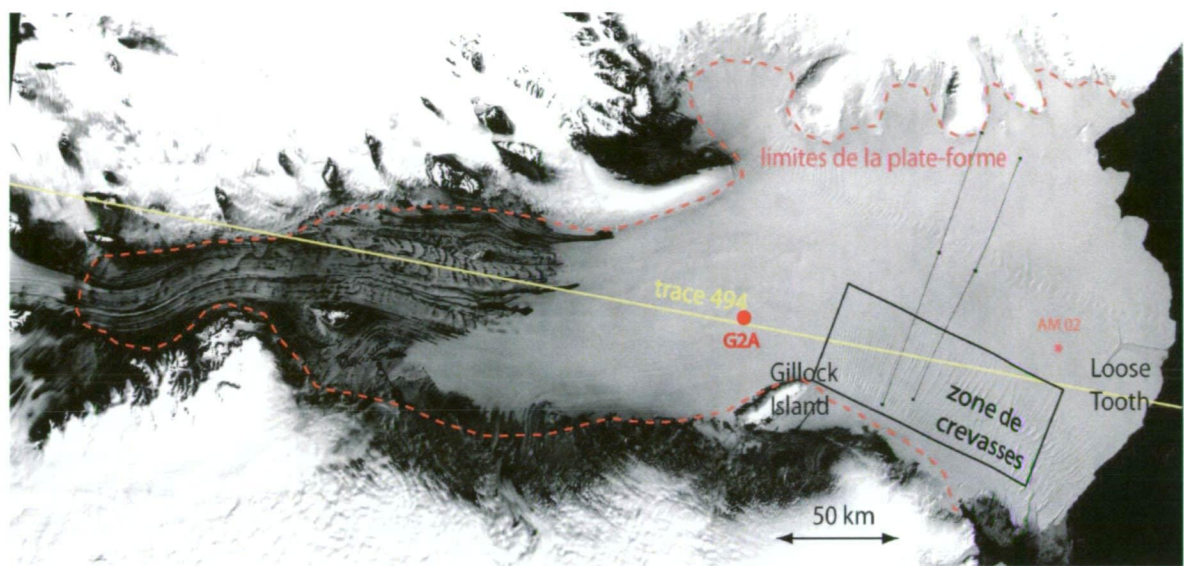


FIG. 4.17 – Image MODIS de la plate-forme de glace d'Amery. La trace 494 d'ENVISAT est superposée (jaune) ainsi que la position de la station météorologique automatique AM02 et du GPS G2A. Figure adaptée à partir de LACROIX (2007).

4.4.3.1 Problème des effets de charge

La marée océanique, et les variations des élévations de la mer en général, sont à l'origine d'un phénomène appelé *effets de charge* ou *surcharge océanique*. En réponse aux variations du poids des masses d'eau sur le plancher océanique, la croûte terrestre se déplace verticalement au rythme imposé principalement par la marée océanique. Les amplitudes des effets de charge liées à la marée peuvent atteindre plusieurs centimètres dans les régions côtières, où la marée est maximale, et en particulier autour des côtes antarctiques (DONGHUI *et al.* (2000)). Elles peuvent contribuer jusqu'à 10% du signal total de marée (FRANCIS et MAZZEGA (1990)). Le calcul théorique des effets de surcharge nécessite la connaissance précise de la marée océanique en tout point de l'océan car l'ensemble des masses d'eau océaniques contribue au signal de gravité de chaque point de la planète.

Les effets de charge utilisés par la chaîne de traitement altimétrique sur l'AIS ont été calculés à partir de la solution globale FES2004 (LYARD *et al.* (2006)). Nous avons vu précédemment que cette solution est inexacte dans la région de l'AIS à cause de la position incorrecte de la ligne d'échouage et d'une mauvaise bathymétrie sous la plate-forme de glace. Puisque le signal de gravité dépend en grande partie de la répartition des masses au voisinage des points considérés (LLUBES *et al.* (2001)), on peut supposer que les effets de charge déduits de la solution FES2004 sont également incorrects sous l'AIS. La croûte terrestre réagit de manière quasi-linéaire aux variations du niveau de la mer (LLUBES *et al.* (2001)), ainsi, pour prendre en compte les effets de charge, nous avons appliqué un coefficient multiplicateur empirique (noté C_{EC}) aux élévations de l'océan. Nous avons fait varier C_{EC} pour déterminer le coefficient minimisant la RMS du signal altimétrique ainsi corrigé. Nous avons appliqué cette méthode pour les anomalies de hauteur de glace (AHG) corrigées de la marée MOG2D/T-UGOm et CATS, des effets

du baromètre inverse (BI) et de la réponse de l'océan aux forçages atmosphériques. La figure 4.18 représente l'évolution de la RMS des AHG corrigées de la marée CATS et *MOG2D/T-UGOm* en fonction du coefficient multiplicateur C_{EC} .

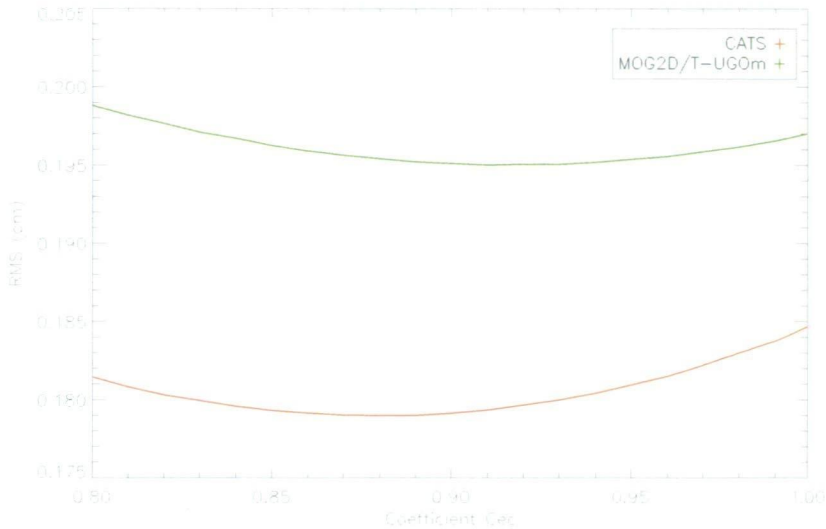


FIG. 4.18 – RMS (m) des anomalies de hauteur de glace (AHG) corrigées de la marée CATS (gauche) et *MOG2D/T-UGOm* (droite) multipliées par le coefficient C_{EC} .

Sur cette figure on remarque un minimum de la RMS pour un coefficient de 0.91 pour les AHG corrigées de *MOG2D/T-UGOm*, ce qui correspond à environ 10% des élévations de la mer, et de 0.88 pour les AHG corrigées de la marée CATS. Les deux résultats suggèrent une réponse très élastique de la Terre dans la région de l'AIS. Cependant, pour le coefficient C_{EC} obtenu avec CATS, les amplitudes des effets de charge contribuent à plus de 10% du signal total de marée, ce qui semble peu réaliste (FRANCIS et MAZZEGA (1990)), et laisse supposer que les élévations CATS sont surestimées dans cette région. Notons par ailleurs que ces courbes mettent en évidence un caractère très discriminant du coefficient C_{EC} . Cela demanderait plus d'investigation pour savoir si on peut se fier à ce coefficient, notamment pour la marée CATS, et l'idéal serait bien sûr de recalculer les effets de charge de manière globale en incluant notre simulation régionale de marée pour la zone sous l'AIS. Ceci étant, dans la région de l'AIS, l'hypothèse d'une réponse linéaire de la croûte terrestre aux variations des élévations reste pour l'heure une meilleure approximation des effets de charge que l'utilisation des effets de charge dérivés de FES2004. On trouve un coefficient C_{EC} de 0.91 pour les effets du baromètre inverse et de 0.92 pour la réponse dynamique aux forçages atmosphériques (cf Chap. 3.2). Pour être cohérent dans notre méthode qui suppose une réponse linéaire des effets de charge aux élévations de l'océan, nous appliquons un seul et même coefficient aux élévations totales de la dynamique haute-fréquence. On appliquera le coefficient C_{EC} obtenu pour la marée (0.88 pour CATS et 0.91 pour *MOG2D/T-UGOm*) qui constitue la majeure partie de la variabilité des élévations pour corriger le signal altimétrique des effets de charge sous l'AIS.

4.4.3.2 Impact des différents corrections

Nous cherchons à évaluer l’apport des différentes corrections appliquées aux données altimétriques pour quantifier leur impact sur la réduction de la variabilité du signal. Pour cela nous testons (1) différents méthodes de traitement à appliquer sur les données altimétriques et (2) différentes corrections des processus géophysiques qui sont considérés comme du bruit dans notre cas et qui doivent donc être retirés de la mesure altimétrique. Pour tester (1) nous avons mis en place trois configurations : dans la première on utilise la mesure brute altimétrique sans aucune correction de pente ou de forme d’écho radar (h), dans la deuxième on corrige seulement de la fonction géographique (hg) et dans la troisième on corrige de la fonction géographique et de la forme de l’écho (hge). Pour quantifier l’apport des corrections géophysiques appliquées, nous avons testé un cas sans aucune de ces corrections (A) puis nous avons uniquement corrigé de la marée *MOG2D/T-UGOm* (B) et CATS (B’), des effets du baromètre inverse et de la marée *MOG2D/T-UGOm* (C) et CATS (C’), de la réponse barotrope de l’océan aux forçages atmosphériques et de la marée *MOG2D/T-UGOm* (D) et CATS (D’), et enfin, des vitesses d’écoulement de la glace, de la réponse barotrope de l’océan aux forçages atmosphériques et de la marée *MOG2D/T-UGOm* (E) et CATS (E’). Le tableau 4.1 référence les RMS pour chacune des configurations testées. Les statistiques ont été effectuées sur toute la zone et entre 70.7°S et 70.1°S. En effet, de part et d’autre de ces latitudes, la trace 494 d’ENVISAT survole des régions fortement crevassées. Au Nord de 70.1°S, la présence de Gillock Island (Fig. 4.18) perturbe l’écoulement de la glace créant en aval d’immenses crevasses de plusieurs centaines de mètres de large sur plusieurs dizaines de kilomètres de long (LACROIX *et al.* (2008)), et, au Sud de 70.7°S, c’est l’écoulement des glaciers Lambert, Fisher et Mellor dans l’océan qui forme des régions très crevassées.

	Toute la trace			70.7°S-70.1°S		
	h	hg	hge	h	hg	hge
A	1.426	0.922	0.922	0.432	0.385	0.343
B	1.349	0.826	0.826	0.302	0.252	0.195
B'	1.347	0.816	0.816	0.293	0.234	0.179
C	1.336	0.807	0.807	0.280	0.226	0.158
C'	1.381	0.858	0.858	0.349	0.293	0.252
D	1.337	0.805	0.805	0.279	0.224	0.158
D'	1.385	0.863	0.864	0.355	0.302	0.259
E	1.334	1.004	1.004	0.279	0.215	0.177
E'	1.385	1.074	1.073	0.355	0.311	0.276

TAB. 4.1 – RMS (*m*) pour chacune des configurations testée pour la région entre 70.7°S et 70.1°S et toute la trace 494 sur l’AIS.

Ces résultats indiquent une amélioration de la qualité des données à la fois due à la prise en compte des variations géographique et de la forme d’onde, et également due à certaines corrections géophysiques (marée et réponse de l’océan aux forçages atmosphériques). En prenant en compte ces corrections on obtient une RMS de l’ordre de

16 *cm* dans la région non crevassée de l’AIS, soit inférieure au niveau de bruit des signaux altimétriques sur les plates-formes de glace (~ 20 *cm*). Nous remarquons cependant que la correction des vitesses d’écoulement réduit la RMS lorsqu’on ne corrige pas de la forme d’onde et dégrade la RMS lorsqu’on corrige de celle-ci dans les régions non crevassées. Nous notons également que la correction de la marée CATS seule réduit plus la variabilité du signal altimétrique que la marée *MOG2D/T-UGOm*. Cependant, le coefficient C_{EC} utilisé pour CATS est assez peu réaliste. Pour vérifier lequel des deux modèles de marée est plus performant dans cette région de l’AIS, nous comparons chacun d’entre eux aux données du GPS G2A qui est situé quasiment au-dessous de la trace altimétrique 494 d’ENVISAT (Fig. 4.17). Le calcul de la RMS des élévations de G2A corrigées des prédictions de marée permet avoir une estimation des erreurs de chaque modèle sur la période d’acquisition des mesures GPS. Nous obtenons une RMS de 14.3 *cm* en corrigeant de notre modèle régional de marée et 16.4 *cm* en corrigeant de la marée CATS. Cette amélioration est essentiellement due à une meilleure représentation des amplitudes de marée par notre modèle pour les ondes principales (Tab. 4.2). En effet, les deux modèles représentent les phases des ondes marée avec une précision similaire, mais CATS en sur-estime les amplitudes, ce qui confirme les doutes soulevés sur le réalisme du coefficient C_{EC} obtenu avec CATS.

	G2A		CATS		<i>T-UGOm</i>	
	<i>A</i>	ϕ	<i>A</i>	ϕ	<i>A</i>	ϕ
M_2	26.2	226.8	29.6	225.7	26.6	225.0
S_2	27.9	327.6	31.2	325.6	26.7	330.2
K_1	29.1	292.1	33.4	289.6	29.2	289.7
O_1	29.9	269.7	34.4	277.7	29.4	276.5

TAB. 4.2 – Amplitudes A (*cm*) et phases ϕ (*deg*) de marée issues des mesures du GPS G2A et des modèles de marée CATS et *MOG2D/T-UGOm*.

Par ailleurs, lorsqu’on corrige des effets météorologiques, la correction avec la marée CATS se dégrade (D’ et E’). On peut supposer que cela est du à la solution S_2 de CATS qui prendrait en compte les phénomènes météorologiques ayant une période de 12*h*. Ainsi la correction de CATS seule réduit plus la variabilité que la marée *MOG2D/T-UGOm*, mais dès lors qu’on prend en compte les effets météorologiques, celle-ci se détériore. Si on calcule le cas D en incluant la solution S_2 de CATS, on obtient une valeur de 0.278 *cm*, ce qui confirme l’hypothèse précédente. Dans la suite de l’étude nous utilisons donc la correction de marée régionale *MOG2D/T-UGOm*.

Enfin, nous remarquons que la correction de la réponse dynamique de l’océan aux forçages atmosphériques est équivalente à l’utilisation de la réponse statique (BI) d’un point de vue statistique. Cette étude est la première de ce genre sur un plate-forme de glace. PADMAN *et al.* (2004) avait déjà étudié les variations d’élévations des plates-formes de glace Antarctiques d’Amery, de Brunt et de Ross associées aux effets du baromètre inverse sur des mesures GPS. Nous avons ici montré l’impact de cette correction sur la RMS des données altimétriques, et nous avons étendu l’étude en ajoutant la composante

dynamique liée aux forçages météorologiques.

4.4.3.3 Tendances le long de la trace

Les plates-formes de glace sont parmi les régions les plus sensibles aux changements climatiques de par leur interaction à la fois avec l’océan et avec l’atmosphère. Il apparaît alors indispensable de surveiller ces plates-formes, de comprendre leur dynamique et leur interaction avec le climat. Le jeu de données altimétriques développé précédemment, en plus d’être d’une très grande précision, a été corrigé des ondes marée longue période et de variations saisonnières des formes d’onde du signal altimétrique. Il peut donc être utilisé pour des études climatiques et pour évaluer les variations de l’épaisseur de glace à long terme. Nous avons calculé les tendances des anomalies de hauteur de glace corrigées de D et hge sur l’AIS. Elles sont représentées sur la figure 4.19.

Les tendances le long de la trace mettent en évidence les deux régions crevassées de l’AIS, au Sud de la plate-forme, et au Nord de Gillock Island (Fig. 4.19). Dans ces régions les tendances varient brutalement d’une valeur opposée à une autre et sont donc inexploitable. Nous réduisons donc notre étude à la région située entre 70.7°S et 70.1°S. Dans cette zone, on remarque une tendance négative des élévations de hauteur de glace (-0.12 m.an^{-1} en moyenne). Certes les tendances ont été calculées sur une durée assez courte (elles ont été établies sur 52 cycles ENVISAT soit plus de quatre ans de données) et doivent donc être interprétées avec précaution, mais elles sont cohérentes sur une très longue distance (environ 100 km), et l’évolution des anomalies de hauteur de glace dans le temps montre que cette décroissance est effective pendant toute la durée des

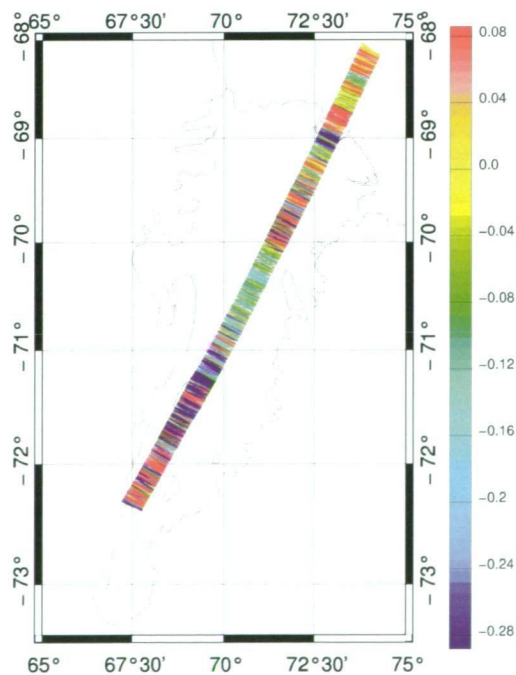


FIG. 4.19 – Tendance des anomalies de hauteur de glace corrigées avec hge et D le long de la trace 494 (en $m.an^{-1}$)

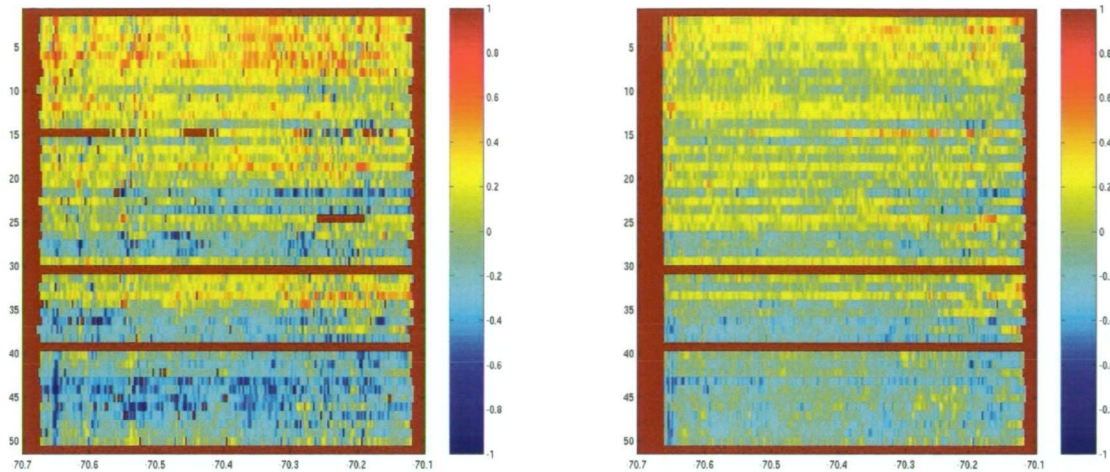


FIG. 4.20 – Évolution de des anomalies de hauteur de glace (m) dans le temps entre $70.7^{\circ}S$ et $70.1^{\circ}S$ avant (gauche) et après (droite) correction de la forme d'onde.

observations (Fig. 4.20, droite). Elles sont donc bien représentatives de l'évolution de des anomalies de hauteur de glace pour la période considérée.

La figure 4.20 représente l'évolution dans le temps des AHG avant (hg) et après la correction des forme d'onde pour les points situés entre $70.7^{\circ}S$ et $70.1^{\circ}S$. Elle permet de montrer l'impact de cette correction pour retirer le signal saisonnier des AHG. Sur la figure de gauche (Fig. 4.20) on voit une alternance de minima (cycles 27, 37, 48) et de maxima locaux dans les anomalies tous les 12 cycles environs, ce qui correspond à une année. Après avoir appliqué le correction de forme d'onde, c'est variations saisonnières disparaissent, ce qui permet de calculer les tendances des AHG.

Les causes possibles des tendances des AHG entre $70.7^{\circ}S$ et $70.1^{\circ}S$ sont :

1. une compaction ou une fonte de la neige à la surface de la plate-forme qui influencerait sur la forme de l'écho radar,
2. un étirement de la plate-forme de glace qui engendrerait une diminution de l'épaisseur de glace,
3. la fonte de la glace sous la plate-forme due au réchauffement des masses circulant dans la cavité océanique.

L'analyse des paramètres de forme d'onde le long de la trace peut nous aider à confirmer ou infirmer certaines hypothèses. La figure 4.21 représente l'évolution du coefficient de rétrodiffusion B_s , de la largeur du front de montée LeW et des AHG avant et après correction de la forme d'onde pour le point de latitude $70.58^{\circ}S$ le long de la trace ENVI-SAT 494. Cette figure met clairement en évidence deux épisodes de variations distinctes de la forme d'onde pour les cycles 35 (février 2005) et 44 (janvier 2006). En effet, en été austral, les températures plus élevées font ainsi fondre de la neige, humidifient le manteau neigeux, et diminue ainsi la profondeur de pénétration des ondes radars dans le milieu observée. Le coefficient de rétrodiffusion et les pentes du flanc de la forme d'onde diminuent alors. Ici, on observe que la puissance renvoyée par la surface est plus faible,

4.4. Altimétrie sur la plate-forme de glace d'Amery

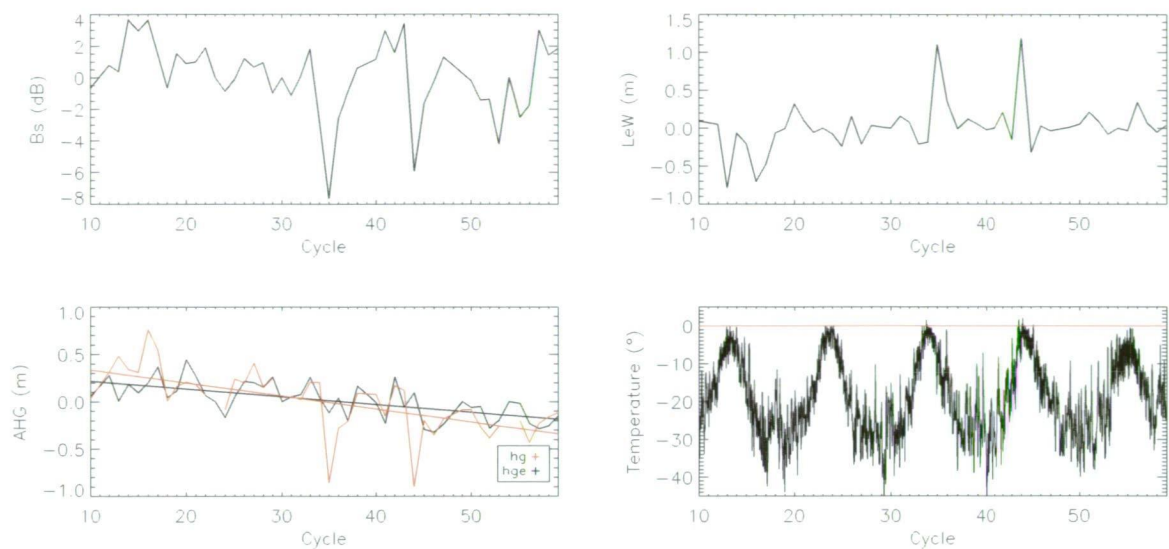


FIG. 4.21 – Evolution dans le temps du coefficient de rétrodiffusion Bs (en haut à gauche), de la largeur du front de montée LeW (en haut à droite) et des AHG (en bas à gauche) avant (hg) et après (hge) correction de la forme d’onde pour le point de latitude $70.58^{\circ}S$ le long de la trace ENVISAT 494. Les tendances des AHG avant et après correction sont superposées. En bas à droite : évolution de la température de l’air à 4 m au dessus du sol pour la station météorologique AM02.

ce qui se caractérise par deux pics à $-7.5dB$ et $-5.7dB$ pour Bs, et la largeur de la pente du flanc de montée est plus grande. Ces deux pics correspondent à deux évènements de température positive dans les données de AM02 (Fig. 4.17). Lorsqu’on ne corrige pas des formes d’onde dans la chaîne de traitement altimétrique, ces deux pics apparaissent dans les AHG. Dans ce cas, on obtient alors une RMS de $0.33\ m$ et une tendance de $-0.17\ m.an^{-1}$ pour les AHG. Lorsqu’on corrige de la forme d’onde, les deux artefacts n’apparaissent plus dans les AHG et on obtient une RMS de $0.19\ m$ et une tendance de $-0.10m.an^{-1}$. Le traitement altimétrique appliquée aux données corrige donc bien des variations des propriétés du milieu en surface et subsurface sur la plate-forme de glace. On peut donc supposer que la fonte en surface n’est pas la cause des tendances observées sur l’AIS.

4.4.4 Conclusion

Dans cette section, nous avons testé différentes méthodes de traitement et différents corrections pour réduire la variabilité des mesures altimétriques sur l’AIS. L’étude le long de la trace avec une chaîne de traitement spécialement dédiée à l’étude des plate-forme de glace antarctiques (LEGRÉSY *et al.* (2006)) a permis de mettre en évidence l’apport de notre modèle régional de marée et de réponse de l’océan aux forçages atmosphériques. Ces corrections nous ont permis de calculer les tendances des anomalies de hauteur de glace sur l’AIS et d’observer un amincissement de la plate-forme entre $70.7^{\circ}S$ et $70.1^{\circ}S$ sur toute la période d’acquisition ENVISAT.

Conclusion

L'objectif principal de cette thèse était de mieux comprendre l'impact du plateau Kerguelen au sein de l'océan Austral et notamment sur le mélange horizontal et sur la circulation barotrope de cette océan. Pour cela il s'agissait de mettre en place des simulations régionales de réponse barotrope de l'océan à la marée et au forçage atmosphérique dans l'océan Indien Austral, d'étudier ces simulations et de les utiliser pour corriger et étudier les signaux altimétriques dans la région d'étude. Les précédentes études consacrées à la modélisation barotrope de cette partie de l'océan possédaient une couverture globale, ou, au mieux, circum Antarctique. Une étude à l'échelle régionale permet de mieux caractériser l'impact du plateau Kerguelen au sein de l'océan Austral, et de la cavité océanique formée sous la plate-forme de glace d'Amery en Antarctique.

La première phase du travail consistait à mettre en place et valider les modélisations barotropes avec différents forçages dans la région d'étude. Pour cela nous avons utilisé le modèle aux éléments finis *MOG2D/T-UGOm*. Une étude préliminaire à ce travail a permis de collecter et d'analyser les données nécessaires à la validation des modèles. Nous avons alors cherché à établir la bathymétrie la plus réaliste possible afin de minimiser les erreurs du modèle. Elle a pu être redéfinie à l'aide de données bathymétriques *in situ* autour des îles Kerguelen et dans la région de Prydz Bay. Sous la plate-forme de glace d'Amery (AIS), ces données étant plus restreintes, avec une répartition très hétérogène, nous avons utilisé une méthode originale combinant à la fois les données de sondages sismiques, d'élévation, et la modélisation barotrope de la marée pour générer une nouvelle bathymétrie.

Nous avons alors validé la modélisation régionale de marée à partir des données d'élévation en région côtière et dans l'océan du large, et à l'aide de mesures de courant. La confrontation de nos solutions de marée avec des solutions globales (LYARD *et al.* (2006), EGBERT *et al.* (1994)) et circum Antarctique (PADMAN *et al.* (2002)) issues de modèles assimilant des données, a montré que la qualité de nos résultats était équivalente dans l'océan du large, et que la résolution accrue du maillage éléments finis utilisé et les travaux effectués sur la bathymétrie ont permis une meilleure représentation de la marée en région côtière et sous l'AIS. Nous avons enfin mis en place et validé le modèle régional de réponse barotrope de l'océan aux forçages atmosphériques. La comparaison de nos solutions avec l'approximation du baromètre inverse et des modèles globaux a mis en évidence les améliorations apportées par notre modèle. La prise en compte de la réponse dynamique à ces forçages en plus des effets statiques, l'utilisation de forçages

atmosphériques plus haute résolution, et la discrétisation spatiale plus fine du modèle régional ont permis à celui-ci de mieux représenter la réponse de l'océan à ces forçages.

L'analyse de la simulation de marée a permis une étude précise des élévations de marée associées à chacune des composantes modélisées. La distribution des ondes principales est conforme à celles des solutions existantes dans la littérature, notamment la structure spatiale de M_2 qui est dominée par deux points amphidromiques. A partir de ces cartes nous avons pu établir que l'onde M_2 était l'onde globalement dominante dans la région d'étude, sauf autour de l'Antarctique où l'onde diurne K_1 est principale. Nous avons également pu analyser les courants de marée à partir de nos simulations. Nous avons ainsi mis en évidence l'importance des zones de plateau, et notamment la partie Nord du plateau Kerguelen, sur l'intensification des courants de marée, que ce soit pour les ondes principales semi-diurnes ou diurnes. Les courants résiduels de marée, quant à eux, sont plus importants dans les régions côtières et sur les forts gradients de bathymétrie. Enfin nous avons évalué la consistance du modèle grâce au bilan d'énergie de marée. Celui nous a permis de mieux comprendre la dynamique de la marée et de confirmer le rôle dominant de M_2 par l'analyse du budget énergétique spectral. Nous avons également constaté que, dans l'océan Indien Austral, l'énergie apportée par le potentiel de marée est essentiellement dissipée par la génération de marée interne sur les forts gradients bathymétriques, et, en second lieu, par la dissipation par frottement sur le fond et sous la glace.

L'océan Austral est celui ayant la plus forte réponse barotrope au forçage par le vent (KOBILSKY (1990)). En confrontant la circulation océanique obtenue par notre modèle régional à des cartes de courant géostrophique issues de l'altimétrie et de la modélisation à trois dimensions contenant les composantes barotropes et baroclines, nous avons obtenu des structures très semblables attestant de la très forte barotropie de la circulation dans cette région. Nous avons notamment distingué la branche principale du Courant Antarctique Circumpolaire (ACC) entre les îles Kerguelen et Amsterdam, ces deux autres branches dans le chenal de Fawn Trough et dans celui d'Elizabeth Trough, le Courant Côtier Antarctique, et le gyre de Weddell. Le transport barotrope de l'ACC de $36 Sv$ obtenu grâce à notre modélisation régionale est en accord avec les études précédentes (VIVIER *et al.* (2005), OLBERS et LETTMANN (2007)). L'étude de la variabilité temporelle du transport de l'ACC s'effectuant dans Fawn Trough a permis de mettre en évidence sa forte corrélation avec l'indice climatique du Southern Annular Mode. Enfin, l'analyse des modes de variabilité spatiale a fait apparaître (1) un mode autour de l'Antarctique déjà cité dans la littérature et forcé par la tension méridienne du vent et (2) l'importance du plateau Kerguelen sur la distribution de la réponse dynamique barotrope de l'océan aux forçages météorologiques.

Nous nous sommes enfin attachés à quantifier le mélange latéral à partir des courants de marée barotrope, des courants géostrophiques baroclines et barotropes, et des courants de surface d'Ekman sur la partie Nord du plateau Kerguelen. Nous avons montré que ce mélange était essentiellement dû à la marée. En analysant des images satellites de concentration de chlorophylle, nous avons pu montrer que le bloom annuel se développant sur le plateau était entouré par des régions de courtes échelles de temps du mélange latéral.

En particulier, les contours formés par ces régions fournissaient une meilleure explication de la limite Sud du bloom que celle du courant de Fawn Trough précédemment évoquée dans la littérature. Par ailleurs, nous avons confirmé que les extrémités Est, Nord et Ouest de la croissance phytoplanctonique pouvait également s'expliquer par le mélange latéral induit par la marée.

Le dernier chapitre de l'étude était consacré aux apports de la modélisation barotrope régionale pour l'étude des signaux altimétriques. Nous avons d'abord utilisé nos simulations en tant qu'indicateurs. L'analyse de la simulation de marée, confirmée par un calcul théorique, nous a suggéré la possible génération de marée interne sur le talus du plateau Kerguelen. L'étude des mesures altimétriques Topex-Poséidon et Jason-1 filtrées en espace, nous ont permis de mettre en évidence la signature de surface de la marée interne M_2 au Nord-Est du plateau de Kerguelen. Nous avons pu observer la propagation de ces ondes hors du plateau jusqu'à l'ACC, où la période aliasée de M_2 se confond avec la période de l'activité méso-échelle du courant. Nous avons alors estimé l'énergie dissipée par la génération de marée interne entre Kerguelen et Heard à partir de l'altimétrie. Les résultats obtenus, suggérant une dissipation importante de l'énergie sur le talus du plateau Kerguelen, sont cohérents avec ceux du modèle barotrope de marée et du modèle global de marée barocline de SIMMONS *et al.* (2004).

Nous avons enfin utilisé les modèles régionaux barotropes pour corriger les mesures altimétriques des processus haute-fréquence aliasés dans ces données. L'impact des corrections régionales a été quantifié dans les régions côtières et sur la plate-forme de glace d'Amery. En zone côtière, cela a permis d'étudier la dynamique océanique locale autour des îles Kerguelen et de mettre en évidence la signature du Front Polaire dans cette région. Appliquée aux mesures altimétriques sur la glace, la correction de nos modèles régionaux nous a permis de mettre en évidence un amincissement de la plate-forme de glace d'Amery en son milieu sur toute la période ENVISAT.

De nombreuses perspectives s'ouvrent aux travaux réalisés dans le cadre de cette thèse. A l'heure de l'océanographie opérationnelle, la pertinence des solutions numériques utilisées pour la correction des mesures altimétriques doit sans cesse être améliorée. La résolution des modèles globaux est aujourd'hui insuffisante, et la demande en modélisation régionale, notamment pour l'observation des régions côtières avec l'altimétrie, est de plus en plus forte. Notre démarche s'est inscrite dans ce contexte. Bien que l'apport de la modélisation régionale a clairement été montré dans cette thèse, des efforts pour améliorer la qualité des solutions sont encore nécessaires. Ils passent tout d'abord par l'assimilation de données en milieu côtier et hauturier. Il faut toutefois être très critique sur la qualité des observations à assimiler et notamment en région côtière. Par ailleurs, en plus de l'assimilation de données dans les modèles régionaux actuels, des efforts importants sur la modélisation sont encore à réaliser. Il faudrait ainsi envisager une modélisation tri-dimensionnelle en espace pour corriger les processus haute-fréquence dans l'altimétrie. Cela permettrait notamment de corriger les mesures altimétriques des élévations dues à la marée barocline et de s'affranchir de ces effets pour l'étude d'autres processus. La méthode employée dans le dernier chapitre pour caractériser la signature

Conclusion

de surface de la marée interne pourrait alors être utilisée pour valider les élévations de la composante invariante dans le temps de la marée interne modélisée.

Dans un contexte de changement climatique, la forte corrélation obtenue entre le transport barotrope de la branche de l'ACC s'écoulant dans Fawn Trough avec l'indice climatique SAM à l'échelle intra annuelle est également d'un grand intérêt. Il paraît important de tester si cette corrélation s'observe dans d'autres régions de l'océan Austral très fortement contrôlées par la bathymétrie (passages étroits entre deux continents ou entre deux plateaux). Le transport de l'ACC étant un facteur important dans le système climatique global, les changements dans le transport des masses d'eau qui le constituent pourraient influencer la circulation et le climat au delà de l'océan Austral. L'analyse des anomalies climatiques liées aux variations de pression dans l'océan Austral permettrait alors de surveiller le transport de l'ACC.

La mise en évidence de l'influence des courants de marée sur la croissance phyto-planctonique est également d'un grand intérêt. Elle suggère l'ajout des phénomènes de marée dans les modèles bio-géochimiques. Dans les cas où la marée est responsable de la structure du bloom, cela permettrait de mieux comprendre les écosystèmes marins dans leur ensemble et de rendre possible la résolution de ces écosystèmes aux petites et moyennes échelles dans les modèles de prévision climatique.

Enfin, les plates-formes de glace sont des régions très sensibles aux changements climatiques de par leur interaction à la fois avec l'océan et l'atmosphère. Les résultats obtenus dans cette thèse pour la modélisation de la dynamique haute fréquence sous l'AIS pourrons permettre de mieux caractériser les variations basse fréquence des anomalies de hauteur de glace de cette plate-forme. Ils pourront notamment être utilisés pour suivre l'évolution de l'épaisseur de glace de l'AIS. En effet, quelques temps avant la désintégration de la plate-forme Larsen A en Antarctique, un amincissement de son épaisseur de glace avait été observé (DOMAK *et al.* (2005)). Le suivi à long terme des plates-formes de glace en Antarctique pourrait donc aider à suivre et anticiper des tels évènements.

ANNEXES

Annexe A

**Cartes de différences d'amplitudes
complexe entre les différents
modèles de marée**

A. Différences d'amplitudes complexe entre les différents modèles de marée

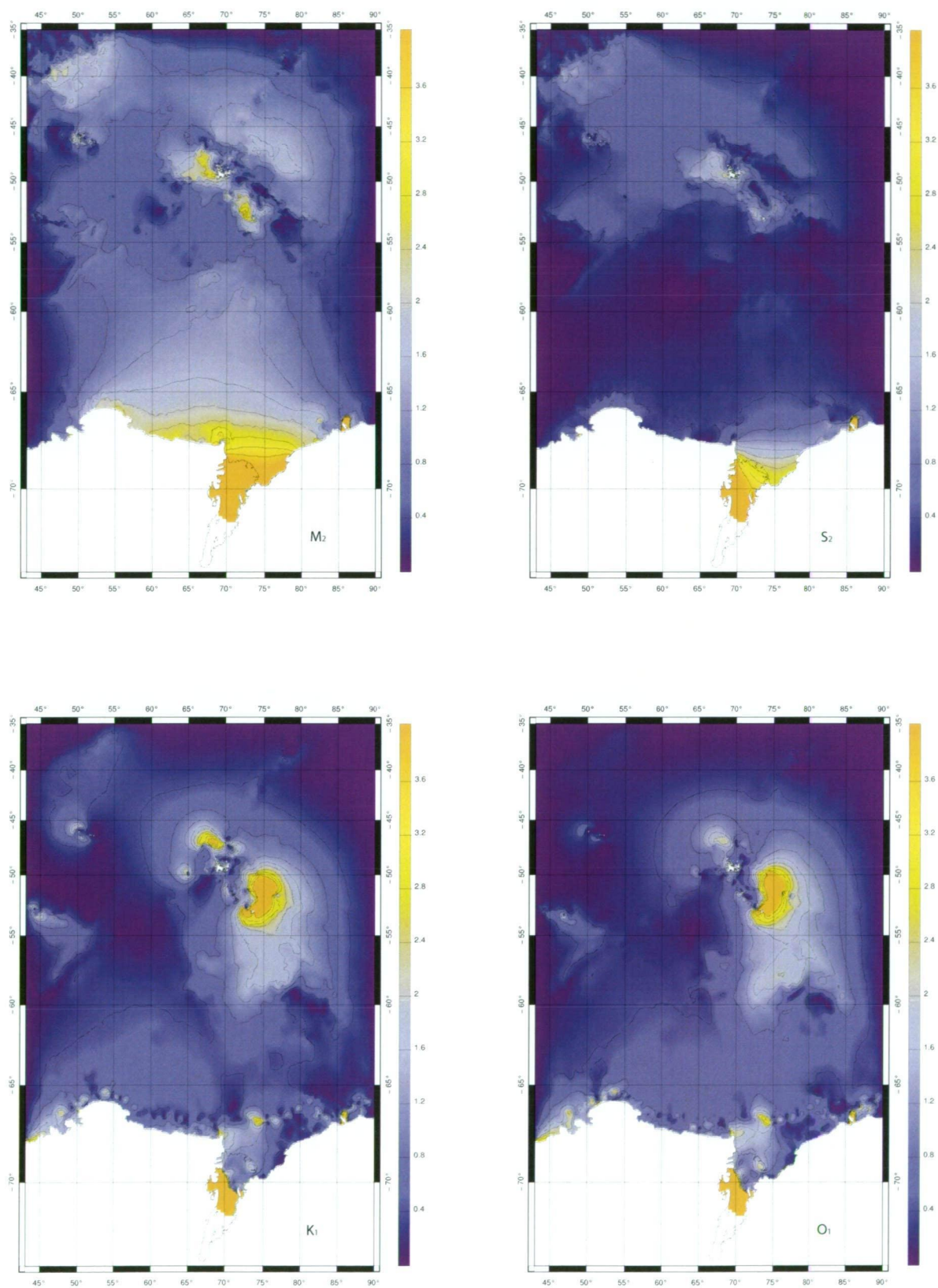


FIG. A.1 – De haut en bas et de gauche à droite : différence d’amplitude complexe (*cm*) entre le modèle régional et FES2004 pour les ondes M_2 , S_2 , K_1 , O_1 .

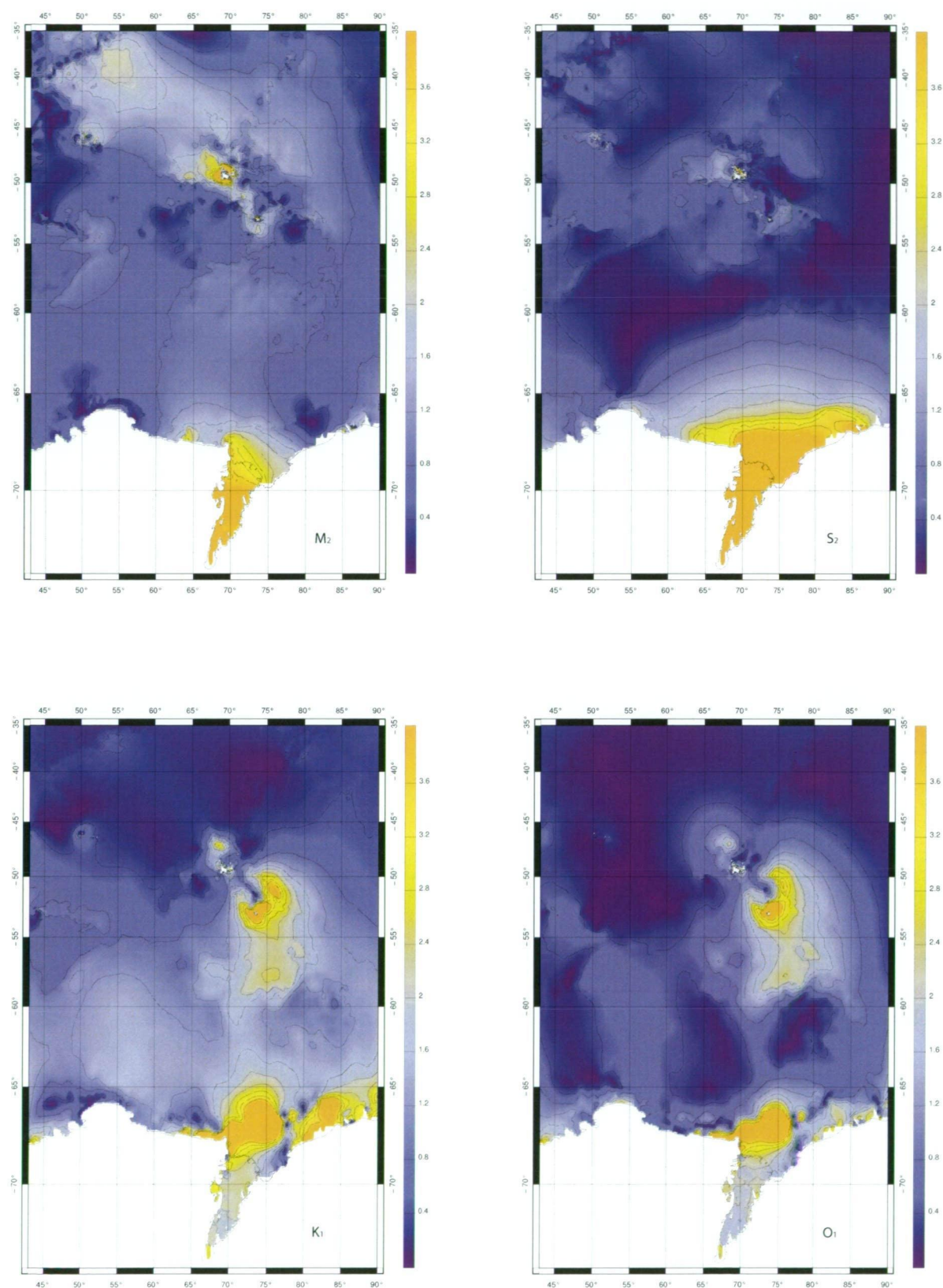


FIG. A.2 – De haut en bas et de gauche à droite : différence d'amplitude complexe (cm) entre le modèle régional et TPXO7.0 pour les ondes M_2 , S_2 , K_1 , O_1 .

A. Différences d'amplitudes complexe entre les différents modèles de marée

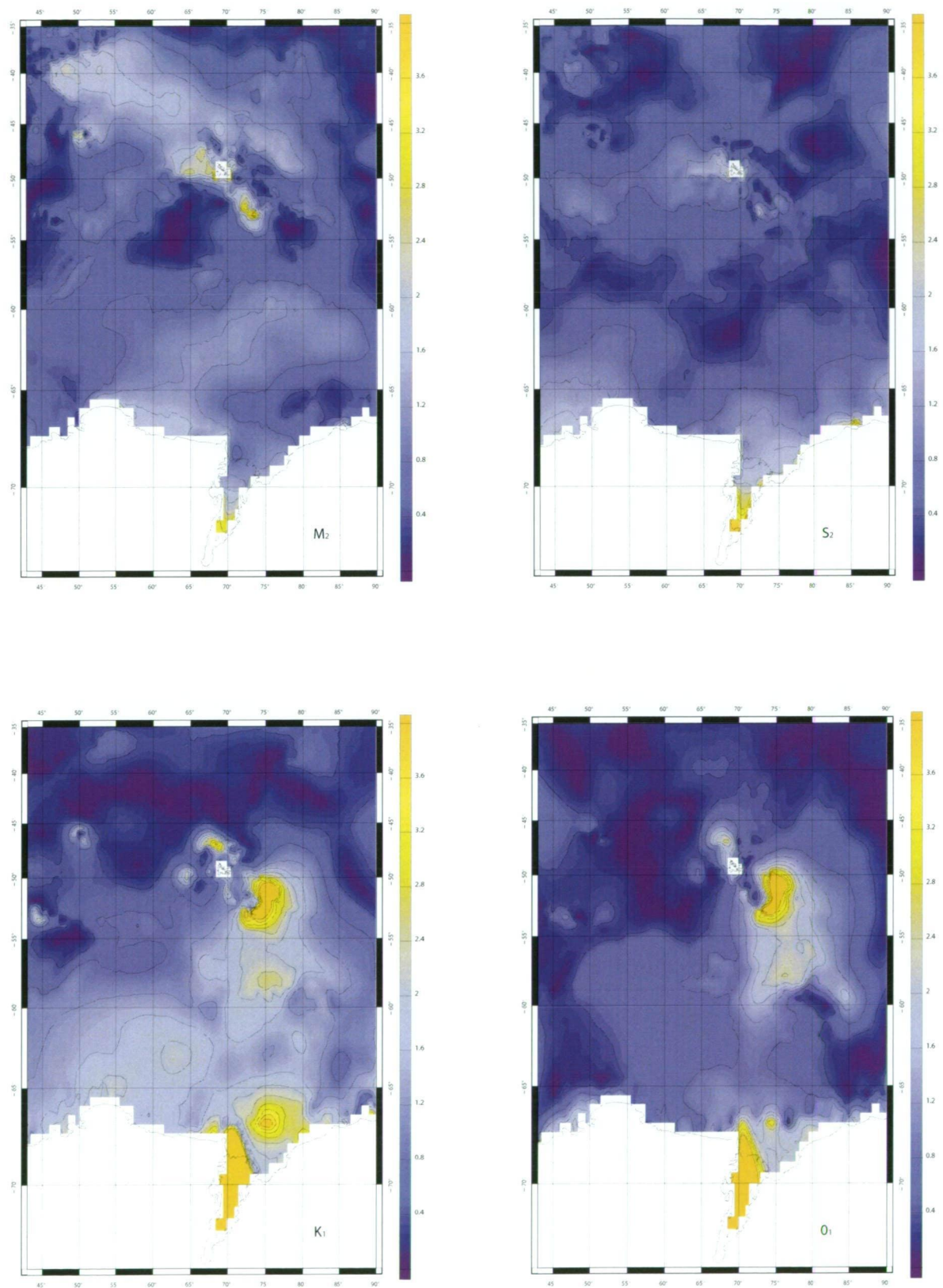


FIG. A.3 – De haut en bas et de gauche à droite : différence d'amplitude complexe (cm) entre le modèle régional et GOT4.7 pour les ondes M_2 , S_2 , K_1 , O_1 .

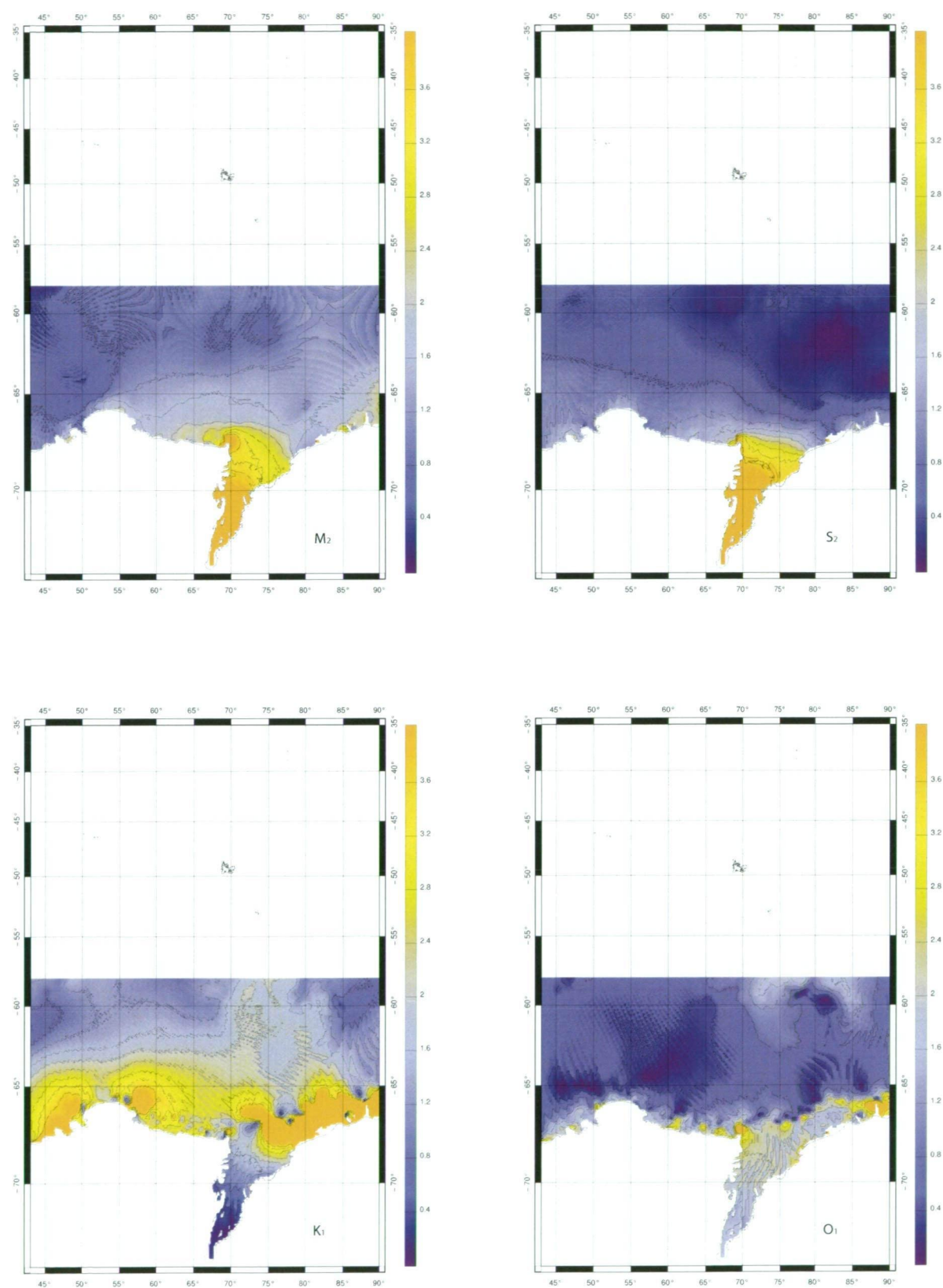


FIG. A.4 – De haut en bas et de gauche à droite : différence d'amplitude complexe (cm) entre le modèle régional et CADA00.9.7 pour les ondes M_2 , S_2 , K_1 , O_1 .

A. Différences d'amplitudes complexe entre les différents modèles de marée

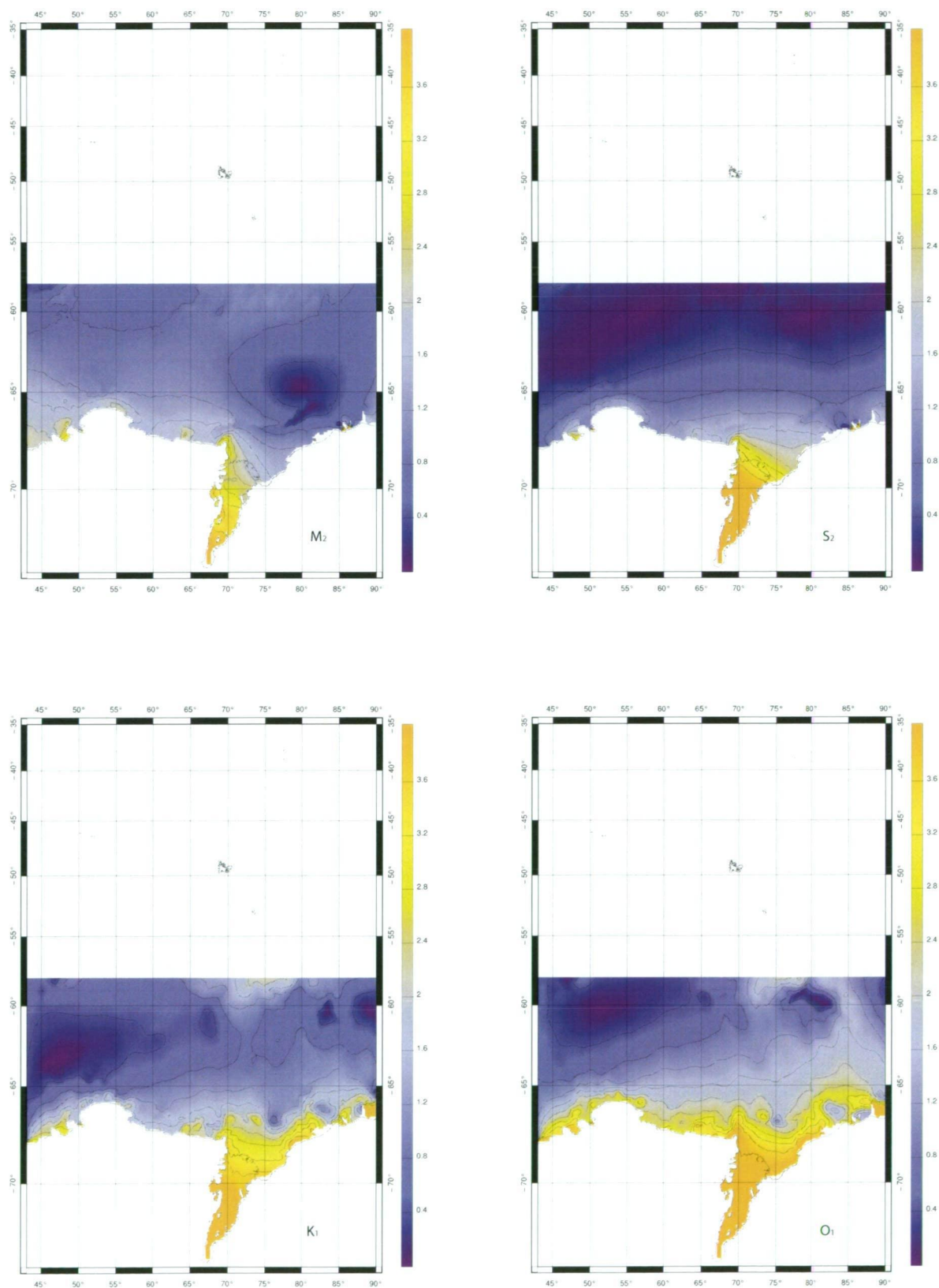


FIG. A.5 – De haut en bas et de gauche à droite : différence d'amplitude complexe (cm) entre le modèle régional et CATS02.01 pour les ondes M_2 , S_2 , K_1 , O_1 .

Annexe B

Atlas de marée de la simulation de référence

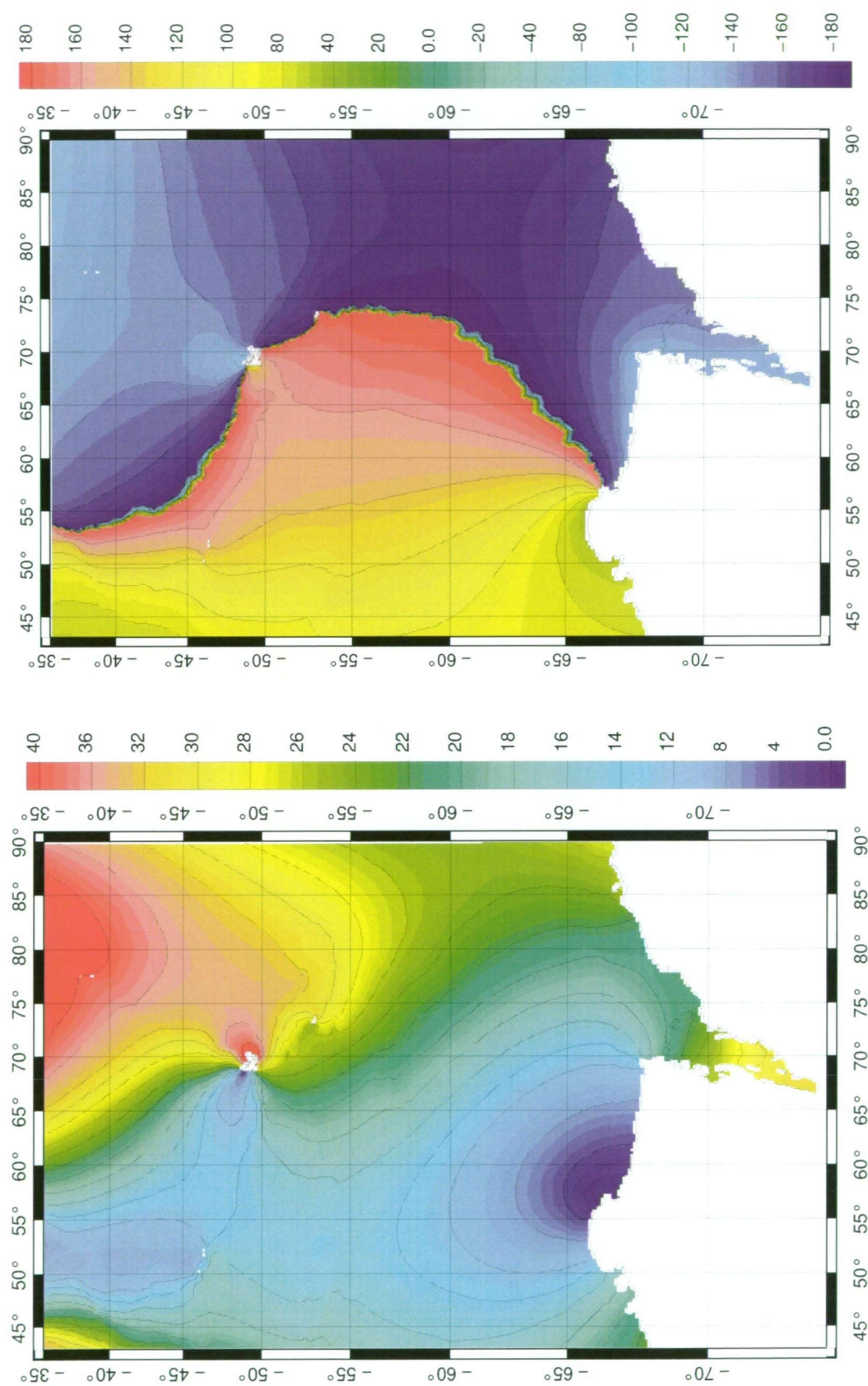


FIG. B.1 – Marée M_2 : élévations (cm) en bas et phase en haut.

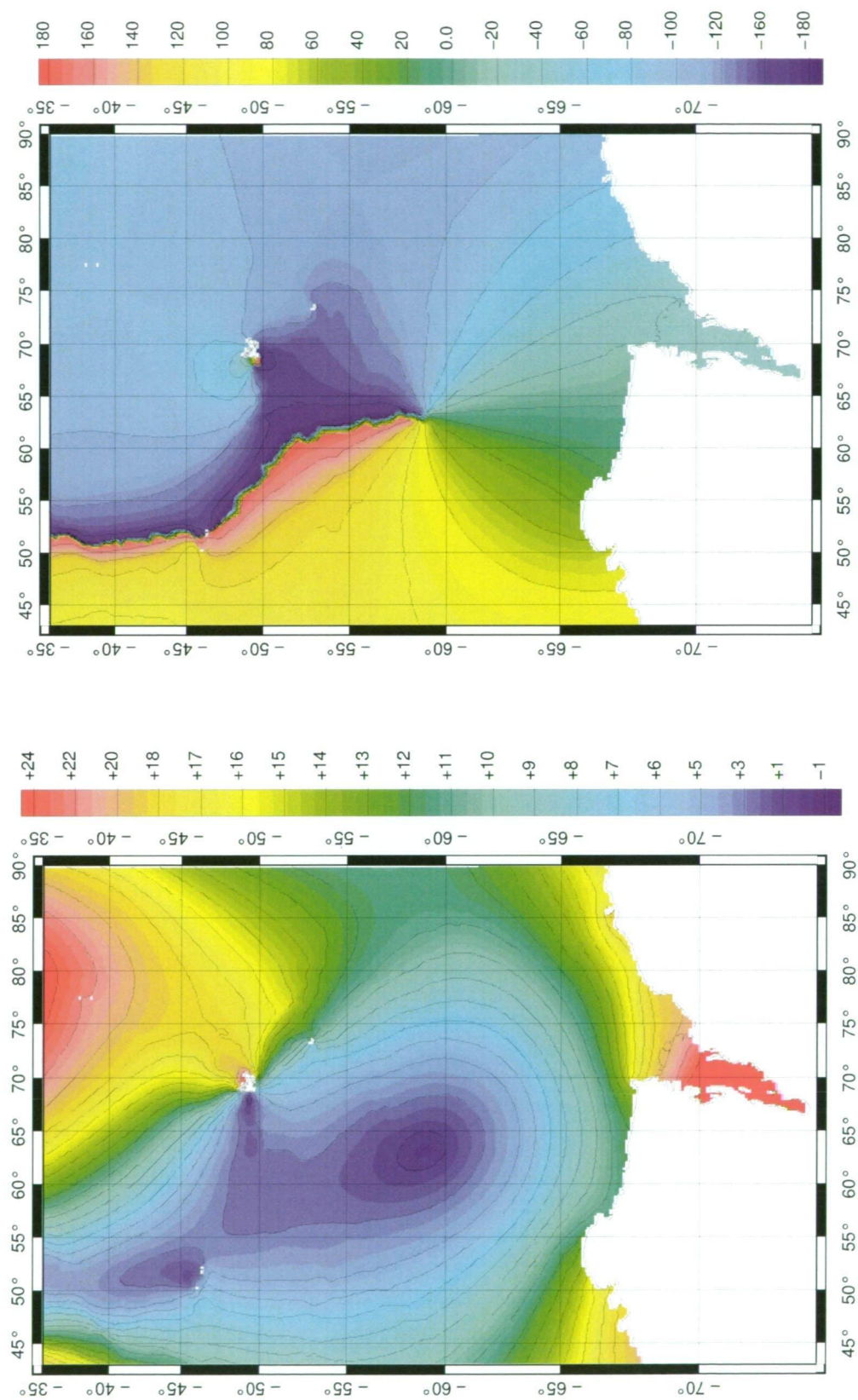


FIG. B.2 – Marée S_2 : élévations (cm) en bas et phase en haut.

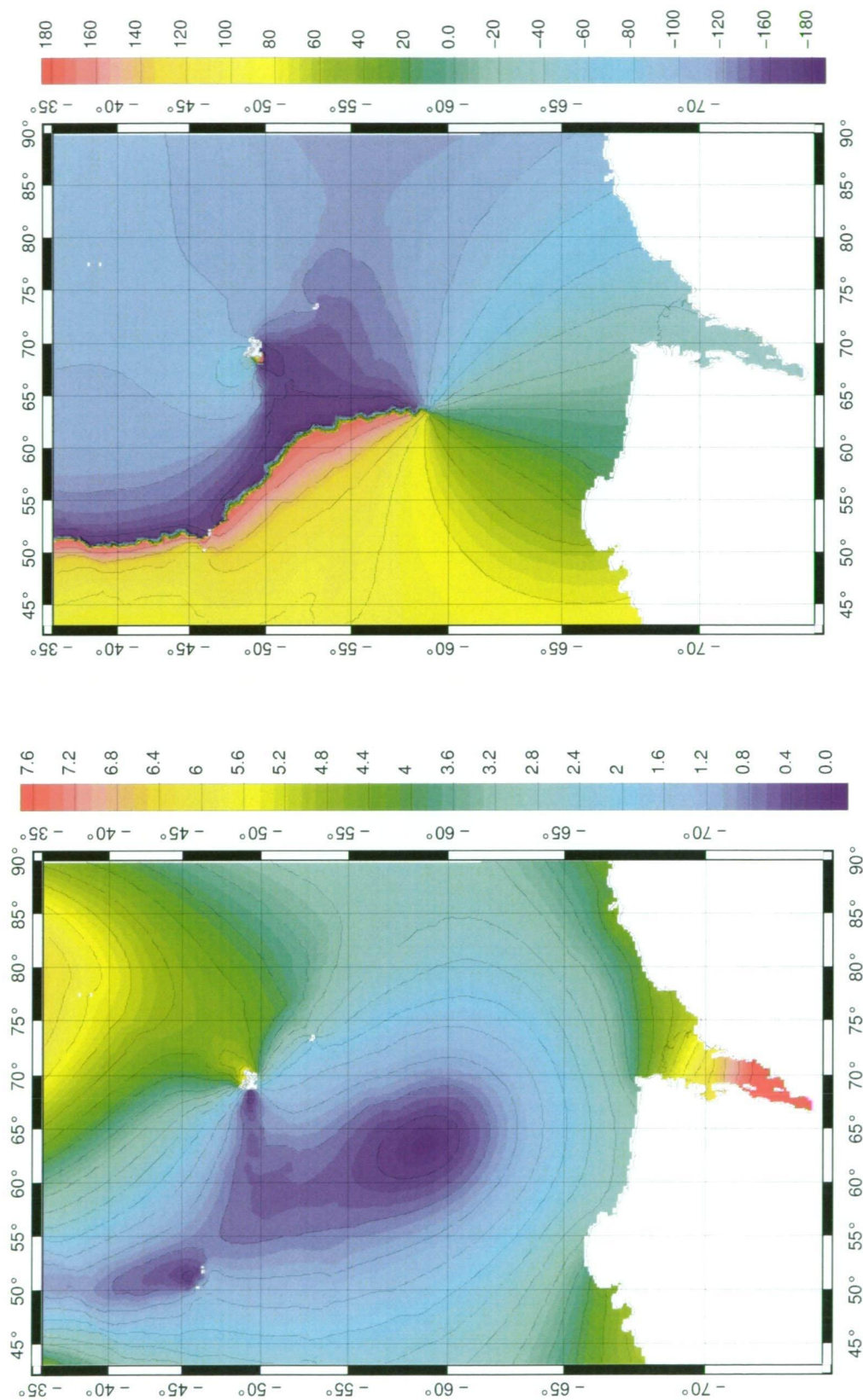


FIG. B.3 – Marée K_2 : élévations (cm) en bas et phase en haut.

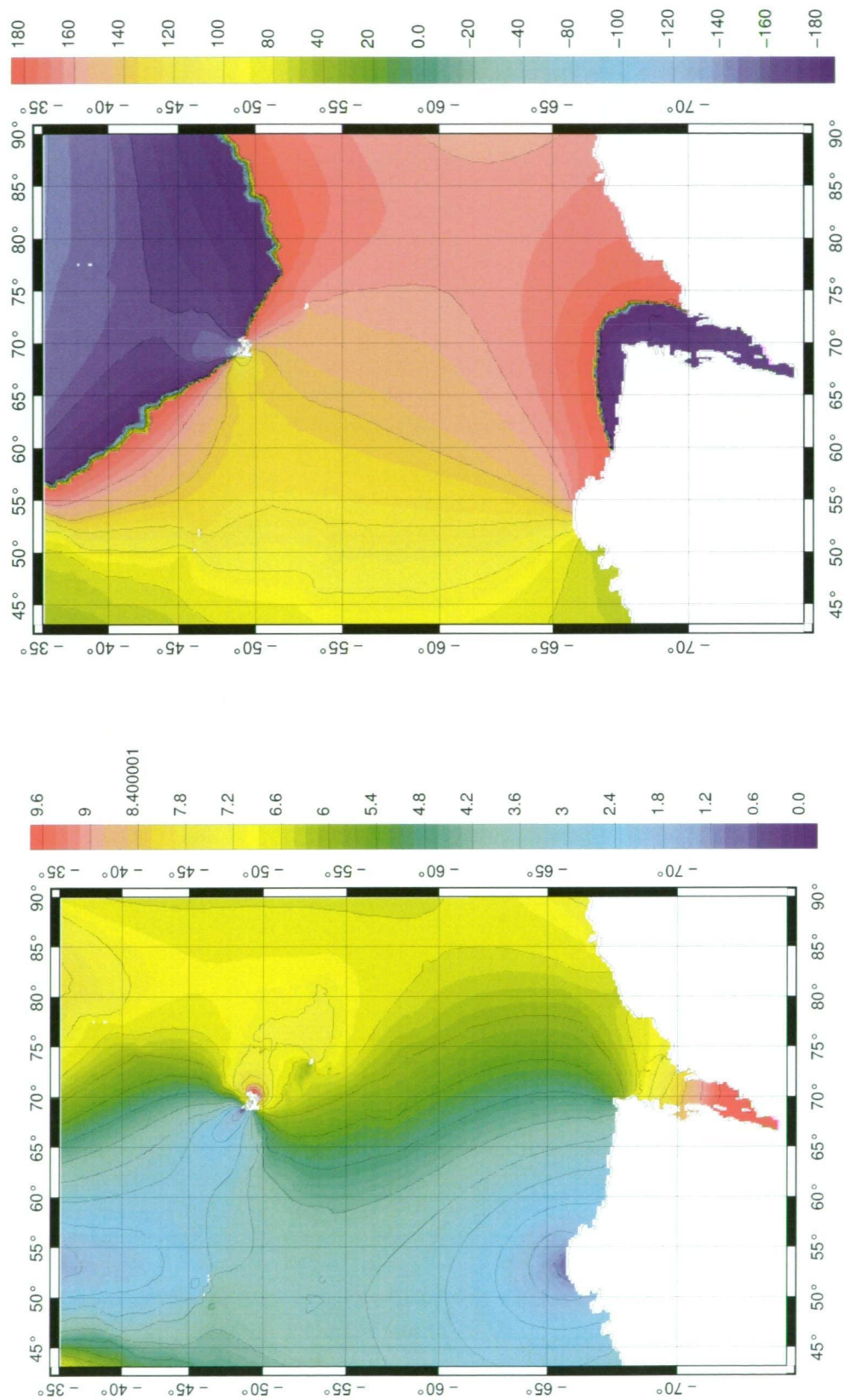


FIG. B.4 – Marée N_2 : élévations (*cm*) en bas et phase en haut.

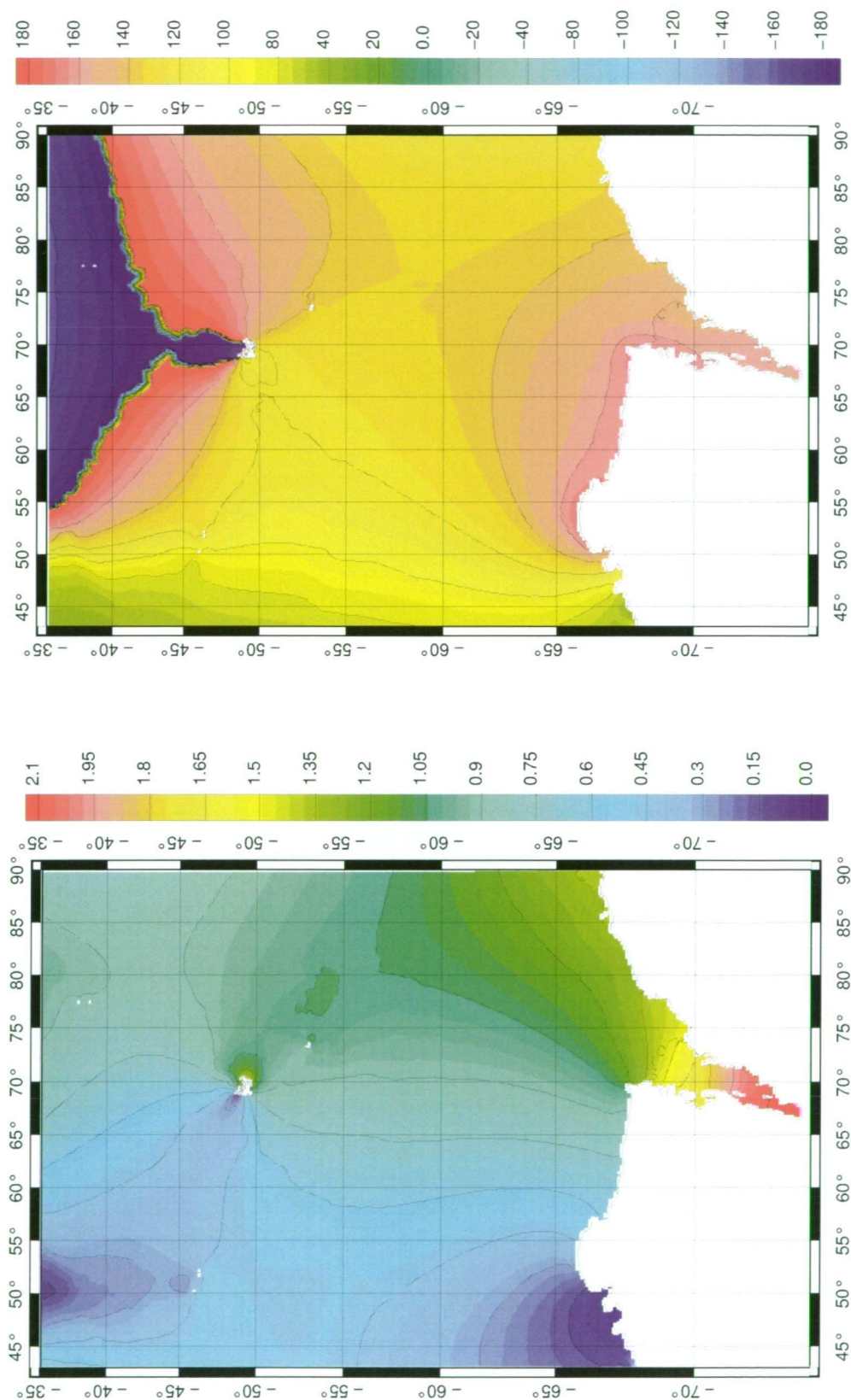


FIG. B.5 – Marée $2N_2$: élévations (*cm*) en bas et phase en haut.

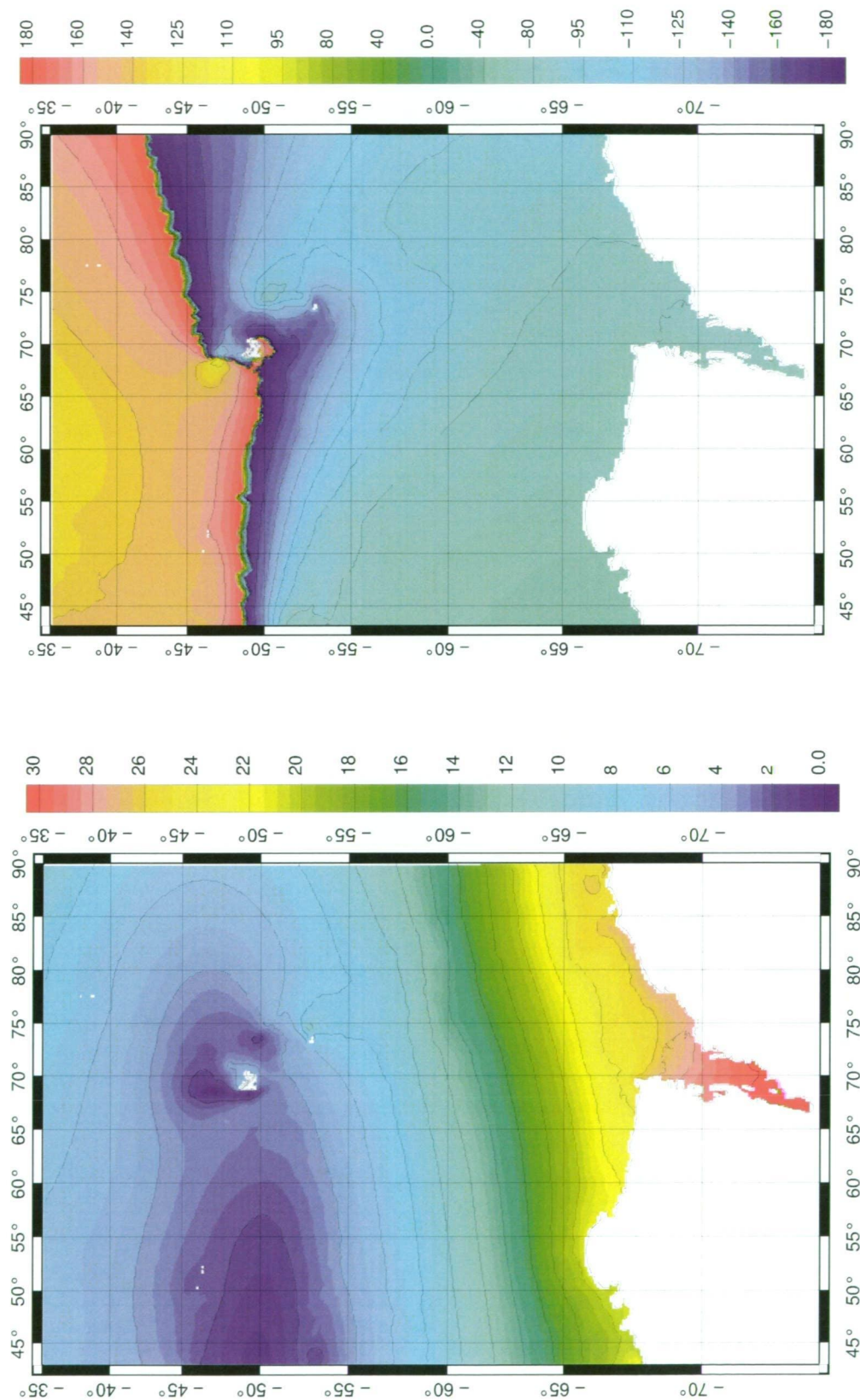


FIG. B.6 – Marée K_1 : élévations (cm) en bas et phase en haut.

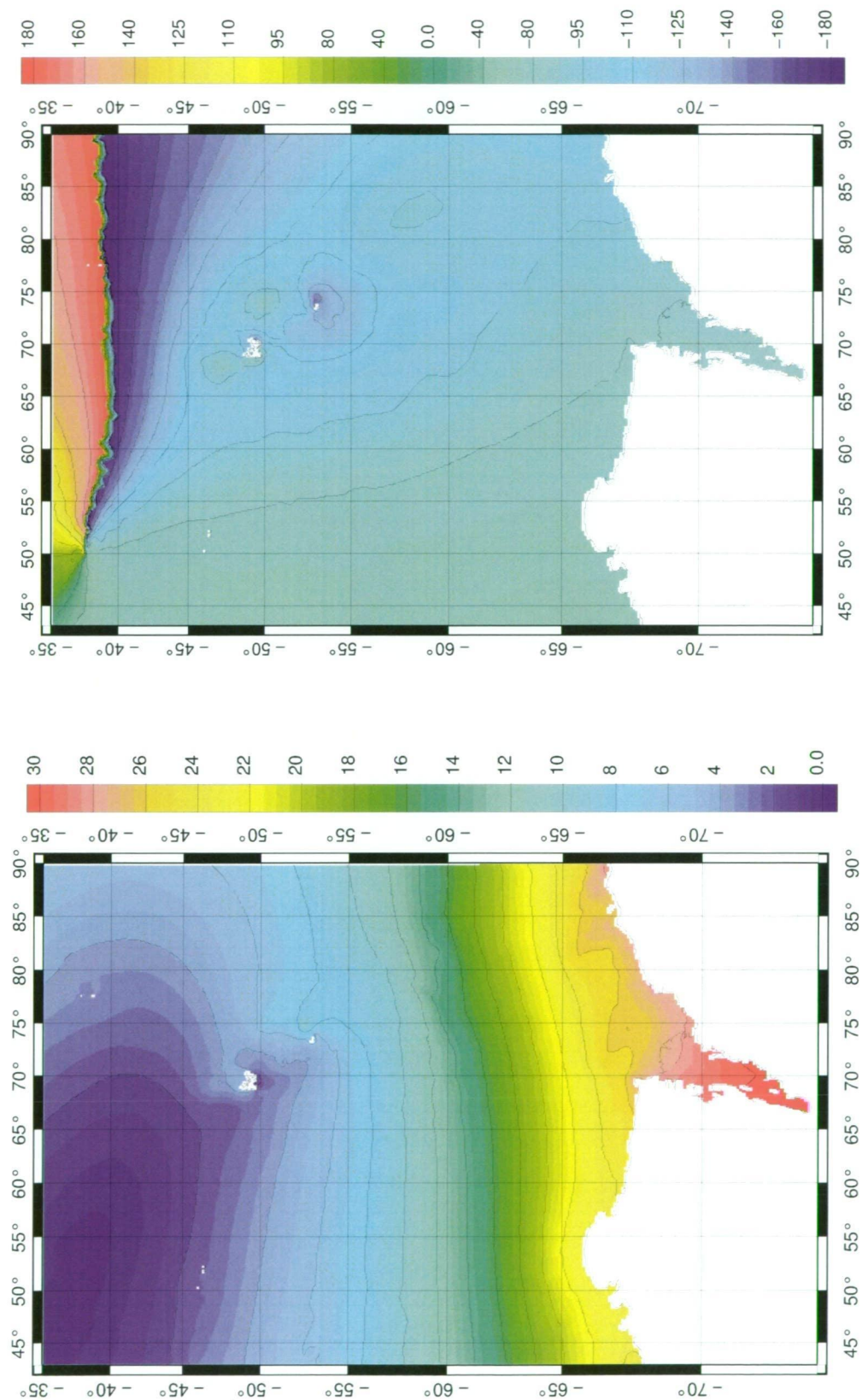


FIG. B.7 – Marée O_1 : élévations (cm) en bas et phase en haut.

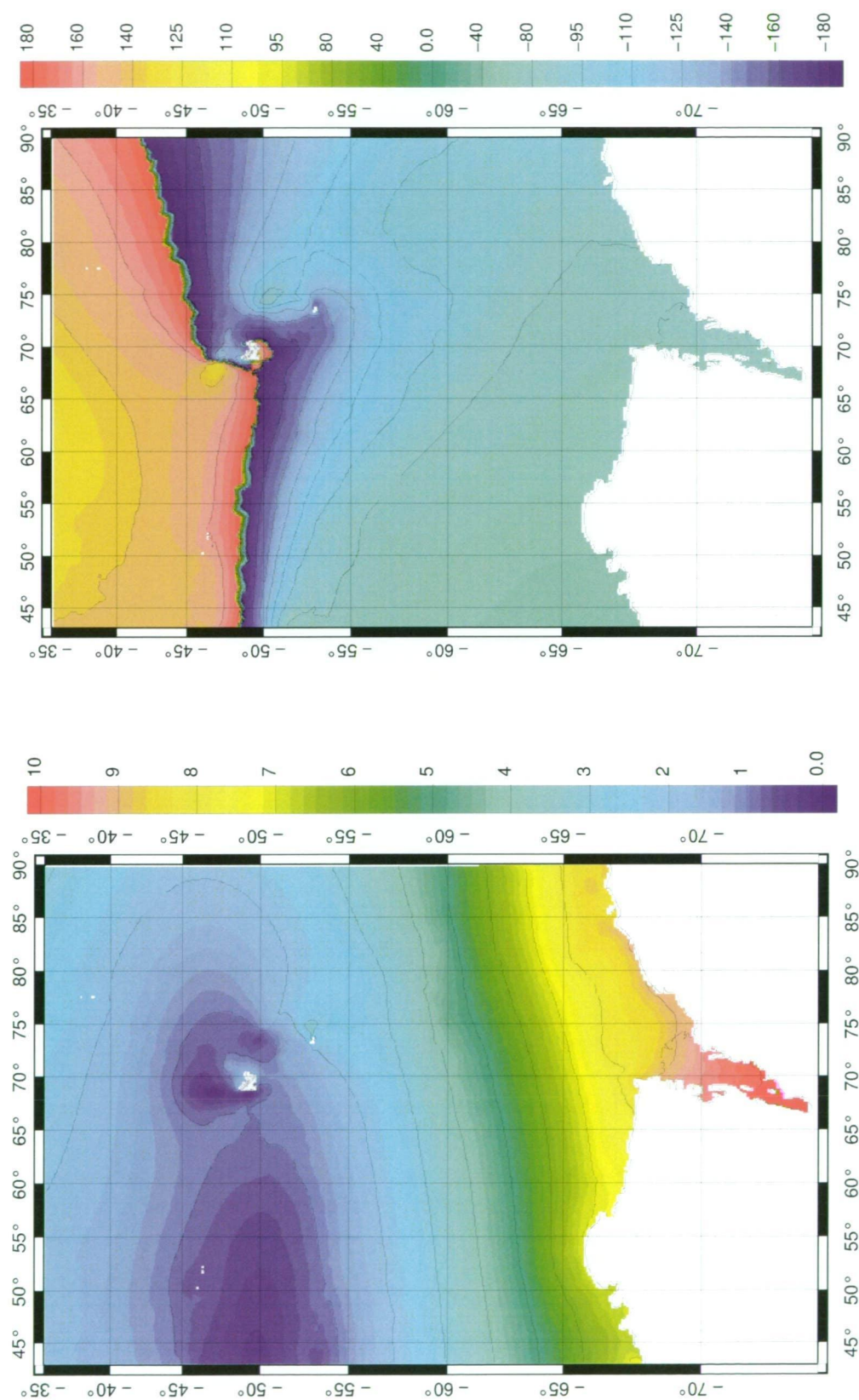


FIG. B.8 – Marée P_1 : élévations (cm) en bas et phase en haut.

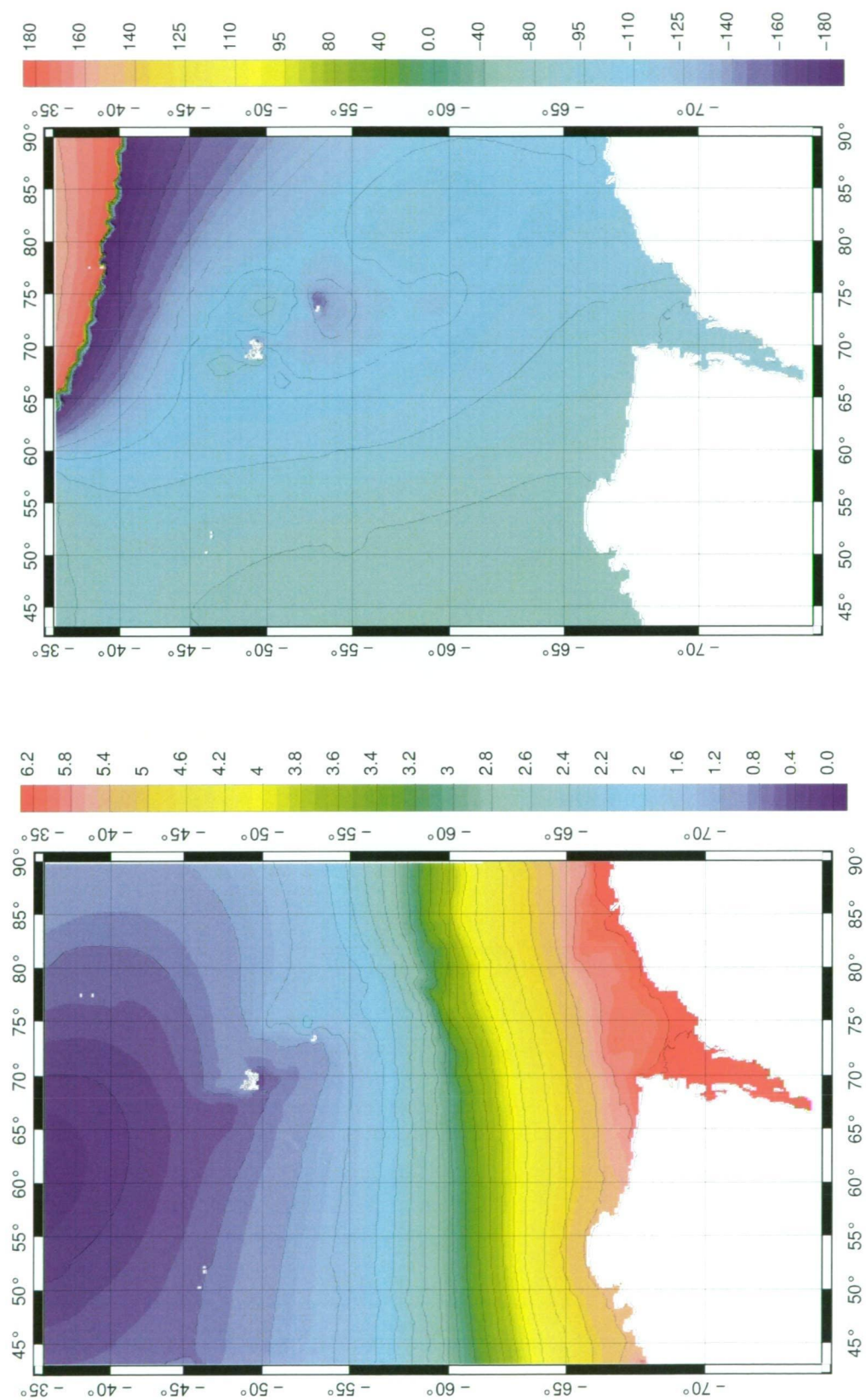


FIG. B.9 – Marée Q_1 : élévations (cm) en bas et phase en haut.

Annexe C

Calcul de la densité d'énergie totale moyenne associée aux déplacements verticaux de la marée interne

Pour calculer l'énergie totale dissipée lors de la propagation de la marée interne, nous nous plaçons dans un repère bidimensionnel (Oxz). Notre but étant d'estimer l'énergie dissipée à partir des déplacements de surface η qu'engendrent la marée interne, il faut exprimer l'énergie cinétique $E_c = \rho(u^2 + v^2)/2$ et l'énergie potentielle $E_p = \rho gz$ en fonction de cette grandeur. Pour cela nous nous plaçons d'abord dans le cas simple d'un modèle à une couche. Nous faisons l'hypothèse d'un fluide homogène, de densité constante ρ , non visqueux et irrotationnel et l'hypothèse de petits déplacements, ce qui permet de négliger les termes non linéaires.

Les vitesses u et w peuvent s'exprimer en fonction du potentiel des vitesses Φ de la manière suivante :

$$u = \frac{\partial \Phi}{\partial x} \quad \text{et} \quad w = \frac{\partial \Phi}{\partial z}. \quad (\text{C.1})$$

Les hypothèses d'un fluide incompressible et irrotationnel impliquent alors que $\Delta \Phi = 0$. Par ailleurs, l'hypothèse des petits déplacements permet d'écrire l'équation de mouvement sous la forme :

$$\frac{\partial \vec{u}}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \vec{\nabla} p - \vec{\nabla}(gz) \quad (\text{C.2})$$

soit :

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} + \frac{p}{\rho} + gz = K, \quad (\text{C.3})$$

où K est une constante que l'on prendra nulle pour plus de lisibilité. Il s'agit alors de résoudre le système :

$$\begin{cases} \frac{\partial \Phi}{\partial t} + \frac{p}{\rho} + gz = 0 \\ \Delta \Phi = 0 \end{cases} \quad (\text{C.4})$$

C. Densité d'énergie totale moyenne associée aux déplacements verticaux

ayant pour conditions aux limites :

$$z = \eta(x, t) \quad \text{à la surface et} \quad w \Big|_{z=-H} = \frac{\partial \Phi}{\partial z} \Big|_{z=-H} = 0 \quad \text{et au fond.}$$

Les solutions générales du système C.4 sont de la forme $\Phi(z) = f(z)\cos(kx - \omega t)$. Et la solution particulière qui vérifie les conditions aux limites précédentes est :

$$\Phi = \frac{a\omega \cosh(z + H))}{k \sinh(kH)} \sin(kx - \omega t) \tag{C.5}$$

Ainsi en moyennant sur une longueur d'onde et sur un cycle de marée, la densité d'énergie totale moyenne associée aux déplacements verticaux de la marée interne s'exprime par :

$$E = E_c + E_p = \rho g \eta^2. \tag{C.6}$$

En appliquant les mêmes hypothèses et la même méthode pour le cas d'un modèle bicouche, nous obtenons $E = \rho g \eta_1^2$, où η_1 est le déplacement vertical à la surface.

Enfin dans le cas d'un fluide en rotation la densité d'énergie obtenue reste la même que celle calculée précédemment. En effet, l'équation de l'énergie s'obtient en multipliant l'équation du mouvement par la vitesse \vec{u} . Ainsi les termes liés à la rotation de la Terre deviennent nuls dans cette équation puisqu'ils sont perpendiculaires à cette vitesse et l'équation de l'énergie obtenue est la même que dans le cas sans rotation.

Annexe D

Barotropic tides of the Southern Indian ocean and the Amery ice shelf cavity. (Maraldi C., Galton-Fenzi B., Lyard F., Testut L., Coleman R., *Geophysical Research Letters*, 34, 2007.



Barotropic tides of the Southern Indian Ocean and the Amery Ice Shelf cavity

Claire Maraldi,¹ Benjamin Galton-Fenzi,^{2,3,4} Florent Lyard,¹ Laurent Testut,¹ and Richard Coleman^{2,3,4}

Received 8 June 2007; revised 23 July 2007; accepted 2 August 2007; published 21 September 2007.

[1] The 8 main tidal constituents were computed using a finite element, hydrodynamic ocean tide model over the South Indian Ocean region. The discretization of the domain is of the order of 100 km over the deep ocean and a few hundred meters near the coast. Such refinement in the grid resolution enables wave propagation and damping on the continental shelves to be solved correctly. The model used the GEBCO 1-minute global bathymetric grid which was improved with updated topographic data. The model solutions show good agreement with in-situ observations and Topex-Poseidon altimeter measurements and are significantly better than previously published solutions. We obtain a combined standard deviation of 1.4 cm for differences of our new regional model against independent observations compared to about 2.5 cm for the other tide models. The greatest improvements are found around the Kerguelen Islands, around Antarctica and beneath the Amery Ice Shelf and can be explained by the high grid resolution used and the particular attention given to the accuracy of the bathymetry in those regions. **Citation:** Maraldi, C., B. Galton-Fenzi, F. Lyard, L. Testut, and R. Coleman (2007), Barotropic tides of the Southern Indian Ocean and the Amery Ice Shelf cavity, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L18602, doi:10.1029/2007GL030900.

1. Introduction

[2] The ocean tide is one of the major components of the sea surface height (SSH) variability. The necessity to remove their contribution from satellite altimetric data led to a huge improvement of the global ocean tide models in the 1990's. Most of the tidal models are now consistent in the deep ocean at a centimeter level [Le Provost, 2001]. The new challenge for new tidal models is to provide accurate solutions in shelf and coastal areas and at high latitudes where strong discrepancies between models still remain [Ray, 2007]. It is critical to have accurate coastal tidal solutions for areas, such as assessing the impact of tidal dissipation and internal waves on tidal dynamics, looking at evidence for tidal modulation of large ice streams [Binschadler et al., 2003]. Indeed, the increasing demand on coastal altimetry products and the development of high resolution ocean regional models requires a more accurate knowledge of tides at the coast

and on the shelves. Recent global (FES2004, TPX07.0) and Antarctic (CATS02.01, CADA00.10) tidal models that use or assimilate in-situ data and altimetric information have improved our knowledge of the tidal solutions in the Southern Ocean. However, their use is limited for several reasons: i) their horizontal spatial resolution is too low to adequately represent tides in coastal regions where tides are complicated, ii) the 66°S latitudinal cut-off of the Topex-Poseidon (T/P) satellite dramatically reduces the number of data that are available for the assimilation around Antarctica, iii) the accuracy of tidal models are limited by the lack of in-situ measurements in the Southern Ocean and along the Antarctic margin. Thus, it is necessary to create high resolution tidal solutions, that use a purely hydrodynamic modelling approach, to extend empirical tidal models beyond the T/P satellite sampling area and provide accurate tidal solutions in regions where few tidal records are available.

[3] Our approach is to test the ability of a high resolution, purely hydrodynamic tidal model in the Southern Indian Ocean, which is a region where many (if not all) of the above cited limiting factors are present. Indeed the model domain, which covers a great part of the South Indian Ocean from 35° down to the Antarctic continent, contains areas where the tides are known to be particularly complex. The model domain, between longitudes 43° and 90°, includes the Kerguelen Plateau which acts as a topographic barrier in the Southern Ocean, the rugged Kerguelen Islands on a shallow circular rise, and the Amery Ice Shelf (AIS), the largest ice shelf in East Antarctica. Tide modelling is especially important as there is likely to be high dissipation of tidal energy over the topographic features [Egbert and Ray, 2000, 2003]. Tides also likely have a role in the loss of shelf ice at the front of ice shelves, especially during the calving process and are suggested to be important in basal melting processes [Padman et al., 2003].

[4] Here we begin by describing the finite element model and the input parameters used for the simulation; particular attention is given to the bathymetry used. Then, we review the available SSH data in the South Indian Ocean and present the ocean tide models used for the comparisons. Finally, we discuss the outputs and performances of the new tide model.

2. Model Design

2.1. Model Description

[5] *MOG2D* (2D Gravity waves model) is a barotropic, time-stepping and non-linear model. Derived from *Lynch and Gray* [1979], *MOG2D* computes the sea level variations and mean currents due to wind forcing and tidal forcing by solving the shallow water and momentum

¹LEGOS, Toulouse, France.

²Centre for Marine Science, University of Tasmania, Hobart, Tasmania, Australia.

³CSIRO Marine and Atmospheric Research, Hobart, Tasmania, Australia.

⁴Antarctic Climate and Ecosystems CRC, Hobart, Tasmania, Australia.

L18602

MARALDI ET AL.: TIDES OF THE SOUTHERN INDIAN OCEAN

L18602

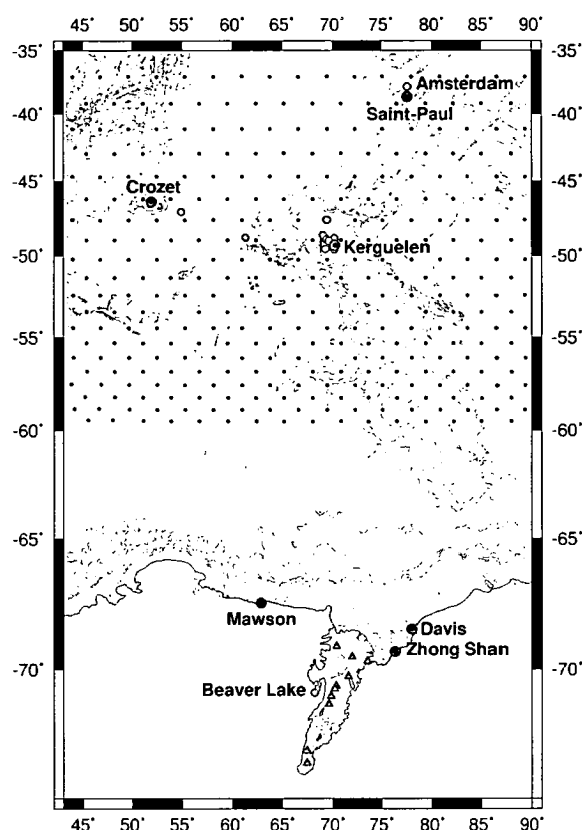


Figure 1. In-situ data and T/P crossover points used for the validation. The CTG positions are represented by dark circles, the moorings by clear circles, the GPS by triangles and the T/P crossovers by dark dots.

equations on a finite element (FE) mesh. This space discretization method allows the mesh to be larger in the deep ocean and the resolution to be increased in coastal regions and regions with strong topographic gradients, enabling good resolution of gravity waves. The criterion for the spatial resolution is directly linked with the bathymetry, its gradient and the wavelength of the waves to be solved [Le Provost and Vincent, 1986]. The FE mesh in the model covers the southern area of the Indian Ocean with a grid size ranging from a few kilometers or less along the island coasts, the Amery Ice Shelf grounding line, the Kerguelen plateau break and the Antarctic shelf break up to 100 km in the deep ocean. Figure 1 shows a map of the mesh grid around the Kerguelen Islands, the horizontal grid length is only 400 m in Morbihan Bay, the principal bay of the Kerguelen Islands.

[6] Seasonal effects and tidal flexure at the ice shelf margins are not included in this model. We consider that ice floating on the ocean only acts to increase the frictional coefficient; the ice coverage is represented by a doubling of the bottom friction coefficient [Kowalik, 1981; MacAyeal, 1984]. Two tidal simulations have been done in order to investigate the sensitivity of the model to ice cover. In the first simulation (simulation 1) the doubling of the bottom

friction coefficient is restricted to the AIS region, following the studies beneath other Antarctic ice shelves [MacAyeal, 1984]. In the second simulation (simulation 2), we have increased the area where the friction coefficient is doubled to include sea ice. As the sea ice cover varies seasonally, we have averaged its distribution over the model run period using the NSIDC data [Comiso, 2005]; the friction coefficient has been weighted according to the presence of sea ice. The shallow water equations are solved using the value of the water column thickness, which corresponds to the water depth for the open ocean. Thus, the submerged ice thickness should be subtracted from the bathymetry in ice-covered regions [Genco et al., 1994]. This correction is insignificant for seasonal sea ice as the few meters of ice thickness is negligible compared to the ocean depth. However, it becomes significant for the permanent AIS where the thickness can reach several hundred meters at the ice shelf front and up to several kilometers at the southern grounding zone [Fricker et al., 2002; McMahon and Lackie, 2006]. For the AIS region, the bathymetry has been replaced by the water column thickness.

[7] Our tide model simulates the four semi diurnal (M_2 , S_2 , K_2 , N_2) and four diurnal (K_1 , O_1 , P_1 , Q_1) tidal constituents. The simulations are run for one year so that each constituent can be clearly separated when computing the harmonic analysis. The tidal elevation prescribed at the open ocean boundaries and the tidal loading effects are extracted from the FES2004 solution.

2.2. Input Parameters

2.2.1. Coastline

[8] One of the major sources of error in ocean modelling around Antarctica is the inaccurate definition of the coastlines and grounding lines and the shape of the cavity geometry beneath ice shelves. A recent study of the tides of the Ross Ice Shelf cavity has shown that the tidal solutions can change significantly when the grounding zone location is modified [Padman et al., 2003]. As the sub-ice cavity geometry is an important parameter to improve tide modelling, the AIS cavity has been recently updated by B. Galton-Fenzi et al. (The geometry of the cavity beneath the Amery Ice Shelf, East Antarctica, manuscript in preparation, 2007, hereinafter referred to as Galton-Fenzi et al., manuscript in preparation, 2007) to match all the available data, including seismic profiles [Tassell, 2004; McMahon and Lackie, 2006] and GPS data [Zhang and Andersen, 2006]. Additional modifications have been made to the more recent redefinition of the AIS grounding line [Giovanni et al., 2007] to account for new in-situ and satellite data.

2.2.2. Bottom Topography

[9] The definition of the bottom topography is a critical aspect of the modelling and its quality has a direct impact on the model results. The bathymetry used here is based on the GEBCO 1-minute global bathymetric grid. These data are not sufficiently accurate in the shallow water regions and beneath the ice shelves around Antarctica, some modifications have been made that use several recent sources of topographic data.

[10] The depths are shallow around the Kerguelen Islands and topographic inaccuracies have a considerable impact on the model output quality. The bathymetry has been locally

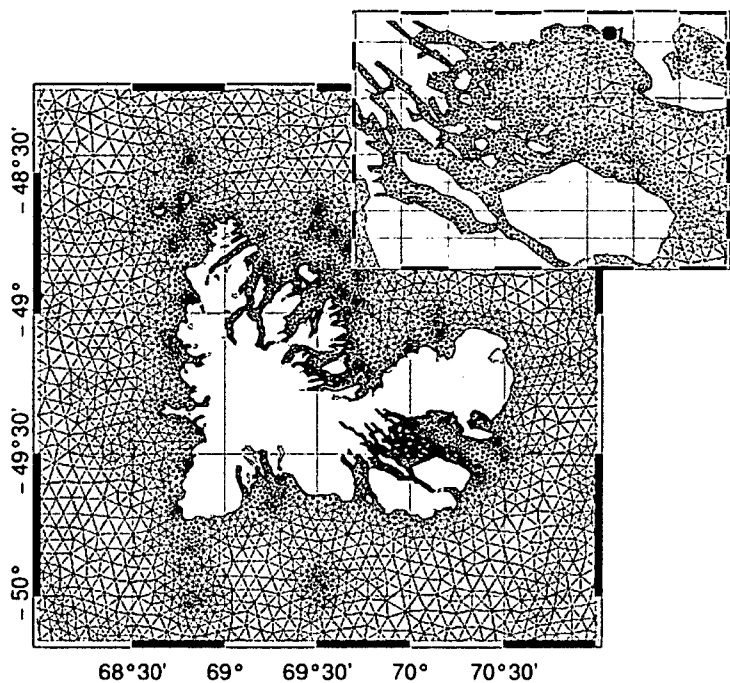


Figure 2. Finite element mesh around the Kerguelen Islands. Zoom of the mesh in Morbihan Bay and position of the Kerguelen coastal tide gauge.

regenerated using French National Marine (SHOM) topographic data.

[11] Our ability to model the tides beneath the AIS also depends on an accurate knowledge of the water column thickness inside the cavity. The scarce topographic data in this region have been used to regrid a bathymetry consistent with the new grounding line definition and consistent with GPS data which also included new bathymetry in Prydz Bay (Galton-Fenzi et al., manuscript in preparation, 2007).

3. Data

3.1. Validation Data Set

[12] The data set around the French Southern and Antarctic Lands has been extracted from the ROSAME network (3 coastal tide gauges (CTG) and 25 one-year mooring records) and from the SHOM data (6 moorings). We have also used two benthic tide gauges situated between the Kerguelen and Crozet Islands [Riethbroek et al., 2006]. On the Antarctic coast we have used tide gauge (TG) data taken at China’s Zhong Shan station (one CTG), Australia’s Davis and Mawson stations (CTGs) and Beaver Lake (TG), which was provided by the Australian Antarctic Data Centre. These data are supplemented with elevation data that were measured using the Global Positioning System (GPS) at 10 different sites on the AIS.

[13] The Topex-Poseidon (T/P) sea level anomalies computed at the crossovers were also used for the comparisons with the model outputs. In addition to classical geophysical corrections, a specific data processing technique has been used for the inverse barometer correction [Carrère and Lyard, 2003] which includes wind effects as well as the

static response of the ocean to changes in atmospheric pressure. Sea level heights were corrected from the mean sea surface (MSS) computed at CLS [CLS, 2004] in the deep ocean and a new MSS was computed using a local inverse method in regions of high geoid gradients. The coastal altimetric data processing used here [Vignudelli et al., 2005] has allowed us to use a high quality data set in the open ocean and in coastal regions. Moreover, all the T/P crossover points located south of 60° have been removed from the altimetric data set as they have likely been contaminated by the elevation of the sea ice. The in-situ data sites and the T/P crossover points are presented in Figure 2.

[14] Both data sets have been divided into two regions to simplify comparisons with the Antarctic tide models as they do not cover the entire region of study.

3.2. Ocean Tide Models

[15] Following the study of King and Padman [2005] we have chosen two global (FES2004, TPX07.0) and two Antarctic (CADA00.10, CATS02.01) tide models for the comparisons with our new tide model. FES2004 [Lyard et al., 2006] is the latest version of the Finite Element Solution [Le Provost et al., 1998]. It is a global tide solution obtained by computing the spectral model from Le Provost et al. [1978] and data assimilation on a FE mesh. The solution assimilates T/P, ERS and four tide gauges around Antarctica. TPX07.0 is a global model of ocean tides on a 0.25° × 0.25° grid assimilating T/P and Jason data in the Laplace tidal equations [Egbert et al., 1994]. CADA00.10 and CATS02.01 [Padman et al., 2002] are interpolated onto a grid with a resolution of 0.25° latitude and 0.083° longitude.

Table 1. RMS σ , cm, for Each Model and for Different Data Sets^a

M_2	MOG2D	FES	TPXO	CADA	CATS
TP all	0.6	0.6	0.6		
TP S58°	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
In situ all	0.8	1.3	1.2		
In situ N58°	0.7	1.2	1.2		
In situ S58°	0.9	2.3	1.3	1.1	1.3
S_2	MOG2D	FES	TPXO	CADA	CATS
TP all	0.6	0.6	0.6		
TP S58°	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
In situ all	0.7	1.2	1.0		
In situ N58°	0.5	0.6	0.8		
In situ S58°	1.0	2.2	1.5	1.3	1.5
K_1	MOG2D	FES	TPXO	CADA	CATS
TP all	0.7	0.7	0.7		
TP S58°	0.7	0.6	0.7	0.7	0.7
In situ all	0.7	1.2	0.8		
In situ N58°	0.5	0.5	0.6		
In situ S58°	1.0	2.2	1.2	1.0	1.3
O_1	MOG2D	FES	TPXO	CADA	CATS
TP all	0.6	0.6	0.6		
TP S58°	0.6	0.5	0.5	0.5	0.5
In situ all	0.7	1.2	1.2		
In situ N58°	0.5	0.5	0.6		
In situ S58°	0.9	2.1	1.1	1.0	1.2

^aThe results are presented for the four main tidal constituents. TP all: 331 TP crossover points situated between 35°S and 60°. TP S58°: 60 TP crossovers situated between 58° and 60°. In situ all: all the in situ data (50 sites). In situ N58°: in situ data up 58° (36 sites). In situ S58°: in situ data up 58° (14 sites).

Both are circum-Antarctic models that include ocean ice shelf cavities and are forced at the open boundary (58°S) by TPXO6.2. Furthermore, CADA00.10 assimilates T/P sea surface heights, tide gauge data and GPS measurements made on ice shelves.

4. Model Results

[16] For each model, the tidal solutions have been compared to the different validation data sets. To do this comparison, we have computed the root-mean-square (RMS) for each constituent using:

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{2N} \sum_{i=1}^N (z_{i, observation} - z_{i, model})^2}$$
 (1)

As the RMS difference is computed from the complex modulus $z_c = A_c(\cos(\phi_c) + i \sin(\phi_c))$ at each location i , it allows us to consider both the amplitude A_c and the phase ϕ_c of each tidal constituent.

[17] The best comparison (smallest Σ) was obtained with simulation 1 which corresponds to a friction coefficient that has only been doubled beneath the AIS ice shelf - consistent with previous studies [Lyard, 1997].

[18] We focus on the four main tidal constituents (M_2 , S_2 , K_1 , O_1) as they dominate the tide height variability. Table 1 lists the values of σ for comparisons with the in-situ and altimetric data for our regional model, the two global models and the two circum-Antarctic models. The standard deviation values for the T/P data sets are less than 1 cm per constituent for each tidal solution. It shows that all the models are very accurate in the deep ocean. This is mainly due to the T/P data assimilation for the global and Antarctic

models. It also demonstrates the accuracy of our dynamic-only model in the open ocean.

[19] The standard deviations computed for the in-situ data are also of the order of 1 cm for MOG2D but are larger for the other models; however, the quality of the results is variable. In the northern part of our model domain (to 58°S), the results of the models are relatively coherent with data observations in most places. The larger differences are around the Kerguelen Islands, largely because the coastal tide gauge and several moorings are located in island bays where local effects, such as shelf resonance and harbor seiching, dominate. In our modelling we have used a high resolution mesh to best represent the bay geometry and we have given particular attention to the bathymetry around the Kerguelen Islands. The combination of these parameters has allowed us to obtain very accurate tidal solutions in this region. When computing the combination of the complex errors for the four main constituents and all the data situated north to 58°S, the value obtained for our regional model is 11% better than for the next most accurate model in this region, FES2004, which assimilates the Kerguelen CTG data records.

[20] Comparisons with the Antarctic data sets show that MOG2D is again the most accurate model. Note that the standard deviation per constituent is larger than for the South Indian Ocean data sets. The model shows very good agreement with the three CTGs and GPS situated in the northern region of the AIS (the complex RMS is about 1 cm) and relatively good consistency with the GPS measurements located in the southern region (the complex RMS is about 3 cm). The largest discrepancy appears with the Beaver Lake TG, situated to the west but joined to the AIS. At this tide gauge location, the amplitude of the model and the data differs slightly but not enough to represent the 20° phase lag for the semi-diurnal constituents. This explains the large standard deviation obtained for the M_2 and S_2 constituents ($|z_{obs} - z_{model}| = 7.2$ cm for M_2 at Beaver Lake). This phase lag is also found with the other model comparisons and also in regional barotropic model of tides beneath the AIS [Hemer et al., 2006]. The inlet connection between Beaver Lake and the ocean beneath the AIS was modified, based on Synthetic Aperture Radar imagery which showed a grounded region near the glacial inlet. The updated inlet and lake geometry accounted for the cause of the phase lag, however, the solution is very sensitive to these model dimensions (B. Galton-Fenzi, personal communication, 2007). The level of agreement of our regional model is 16% better than CADA, the next most accurate model, which assimilates the three TG sites and 4 GPS sites situated in the northern part of the AIS. Furthermore, our model is in better agreement with the in-situ data than the most recent tidal model developed beneath the AIS [Hemer et al., 2006]. These improvements are mostly due to the well defined cavity geometry in this region, developed by adjusting unknown regions of the AIS cavity to better agree with GPS data using MOD2D (Galton-Fenzi et al., manuscript in preparation, 2007).

5. Conclusion

[21] Comparisons with in-situ and T/P altimetric data have shown that our new regional barotropic tide model

performs significantly better than the present global models and Antarctic models including those that assimilate data in the South Indian Ocean. The results of the validation are equivalent in the deep ocean for all of the models but the high finite element resolution used here has allowed the tides to be better represented in the coastal regions. The 2 cm standard deviation difference beneath the AIS is still much larger than the 1 cm obtained in the open ocean but it accounts for a significant improvement in the tidal solutions in this region.

[22] In addition, our tidal solutions have been obtained by using a purely hydrodynamic model. Thus, we can reasonably expect accurate results for regions well away from the data used for the comparisons, which is not the case for the models that assimilate those data. The level of accuracy reached, both in the deep ocean as well as in coastal areas, demonstrates the ability of shallow water, finite element models to increase our knowledge of tides given accurate high resolution bathymetry and coastline definition.

[23] Our new model approach can now be used to better correct the altimetric data measurements from the tide heights in the South Indian Ocean, either in the deep ocean or at the coast, where former corrections are known to be poor. Moreover this new regional tidal solution can be useful for different kinds of studies. For example, the tidal currents and their residual currents could be used to infer the potential production of internal waves, which is vital for projects such as KEOPS (KErguelen: compared study of the Ocean and Plateau in Surface water) [Blain et al., 2007], studying the effect of natural iron fertilization of the ocean near the Kerguelen plateau. The improvement reached by the model, combined with its high spatial resolution in shelf regions, will allow us to better study the interaction between tides and the ice-shelf dynamics in the region.

[24] **Acknowledgments.** TG data was courtesy of the Australian Antarctic Data Centre and BoM National Tidal Centre. Pascal Legrand and Rietbrock Roelof provided data from two benthic tidal sites for the study region. Neal Young is thanked for supplying the updated grounding line position for the AIS, Helen Fricker for providing ice thickness maps for the AIS, Rachael Hurd for doing the AIS GPS data processing and John Hunter for comments.

References

Binschadler, R., M. A. King, R. B. Alley, S. Ananadkrishnan, and L. Padman (2003), Tidally controlled stick-slip discharge of a West Antarctic ice stream, *Science*, 301(5636), 1087–1089.
Blain, S., G. Sarthou, P. Laan, D. Amouroux, D. Point, and A. Barats (2007), Distributions of dissolved iron and manganese during the natural iron fertilisation experiment, *Deep Sea Res.*, in press.
Carrère, L., and F. Lyard (2003), Modeling the barotropic response of the global ocean to atmospheric wind and pressure: Comparisons with observations, *Geophys. Res. Lett.*, 30(6), 1275, doi:10.1029/2002GL016473.
CLS (2004), *SSALTO/DUACS User Handbook, Collecte Localisation Satellites Edition*, Ramonville Saint-Agne, France.
Comiso, J. (2005), Bootstrap sea ice concentrations for NIMBUS-7 SMMR and DMSP SSM/I, technical report, Natl. Snow and Ice Data Cent., Boulder, Colo.

Egbert, G., and R. Ray (2000), Significant dissipation of tidal energy in the deep ocean inferred from satellite altimeter data, *Nature*, 405, 775–778.
Egbert, G. D., and R. D. Ray (2003), Semi-diurnal and diurnal tidal dissipation from Topex/Poseidon altimetry, *Geophys. Res. Lett.*, 30(17), 1907, doi:10.1029/2003GL017676.
Egbert, G., A. Bennett, and M. Foreman (1994), TOPEX/Poseidon tides estimated using a global inverse model, *J. Geophys. Res.*, 99(C12), 821–852.
Fricker, H. A., I. Allison, M. Craven, G. Hyland, A. Ruddell, N. Young, R. Coleman, M. King, K. Krebs, and S. Popov (2002), Redefinition of the Amery Ice Shelf, East Antarctica, grounding zone, *J. Geophys. Res.*, 107(B5), 2092, doi:10.1029/2001JB000383.
Giovanna, L., I. Allison, and N. Young (2007), Determining the coastline of the Antarctic using remote sensing techniques, *Polar Geogr.*, in press.
Genco, M. L., C. Le Provost, and F. Lyard (1994), The oceanic tides in the South Atlantic Ocean, *Ann. Geophys.*, 12, 868–886.
Hemer, M. A., J. R. Hunter, and R. Coleman (2006), Barotropic tides beneath the Amery Ice Shelf, *J. Geophys. Res.*, 111, C11008, doi:10.1029/2006JC003622.
King, M., and L. Padman (2005), Accuracy assessment of ocean tide models around Antarctica, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L23608, doi:10.1029/2005GL023901.
Kowalik, Z. (1981), A study of the M2 tide in the ice-covered Arctic, *Model. Ident. Control*, 2(4), 201–223.
Le Provost, C. (2001), Ocean tides, in *Satellite Altimetry and Earth Sciences*, edited by L. L. Fu and A. Cazenave, chap. 6, Academic, San Diego, Calif.
Le Provost, C., and A. Poncet (1978), Finite element method for spectral modelling of tides, *Int. J. Numer. Methods Eng.*, 12, 853–871.
Le Provost, C., and P. Vincent (1986), Some tests of precision for a finite element model of ocean tides, *J. Comput. Phys.*, 65, 273–291.
Le Provost, C., F. Lyard, J. M. Molines, M. L. Genco, and F. Rabilloud (1998), A hydrodynamic ocean tide model improved by assimilating a satellite altimeter-derived data set, *J. Geophys. Res.*, 103, 5513–5530.
Lyard, F. (1997), The tides in the Arctic Ocean from a finite element model, *J. Geophys. Res.*, 102, 611–638.
Lyard, F., F. Lefebvre, and T. Letellier (2006), Modelling the global ocean tides: Modern insights from FES2004, *Ocean Dyn.*, 56, 394–415.
Lynch, D. R., and W. G. Gray (1979), A wave equation model for finite element tidal computations, *Comput. Fluids*, 7, 207–228.
MacAyeal, D. R. (1984), Numerical simulations of the Ross Sea Tides, *J. Geophys. Res.*, 89, 607–615.
McMahon, K. L., and M. A. Lackie (2006), Seismic reflection studies of the Amery Ice Shelf, East Antarctica: Delineating meteoric and marine ice, *Geophys. J. Int.*, 166, 757–766.
Padman, L., H. A. Fricker, R. Coleman, S. Howard, and L. Erofeeva (2002), A new tide model for the Antarctic ice shelves and seas, *Ann. Glaciol.*, 34, 247–254.
Padman, L., S. Erofeeva, and I. Joughin (2003), Tides of the Ross Sea and Ross Ice Shelf cavity, *Antarct. Sci.*, 15, 31–40.
Ray, R. D. (2007), Tidal analysis experiment with Sun-synchronous satellite altimeter data, *J. Geodyn.*, 81, 247–257.
Rietbrock, R., P. LeGrand, B. Wouters, J.-M. Lemoine, G. Ramillien, and C. W. Hughes (2006), Comparison of in situ bottom pressure data with GRACE gravimetry in the Crozet-Kerguelen region, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L21601, doi:10.1029/2006GL027452.
Tassell, H. (2004), Seismic investigation into the ice thickness and seabed topography beneath the Amery Ice Shelf, East Antarctica, thesis, pp. 134, Univ. of Tasmania, Hobart, Tasmania, Australia.
Vignudelli, S., H. M. Snaith, F. Lyard, P. Cipollini, F. Venuti, F. Birol, J. Bouffard, and L. Roblou (2005), Improved satellite altimetry in coastal systems: Case study of the Corsica Channel (Mediterranean Sea), *Geophys. Res. Lett.*, 32, L07608, doi:10.1029/2005GL022602.
Zhang, X., and O. B. Andersen (2006), Surface ice flow velocity and tide retrieval of the Amery ice shelf using precise point positioning, *J. Geodyn.*, 80, 171–176.

R. Coleman and B. Galton-Fenzi, Centre for Marine Science, University of Tasmania, Private Bag 78, TAS 7001 Hobart, Australia.
F. Lyard, C. Maraldi, and L. Testut, LEGOS, 14 av. Edouard Belin, F-31400 Toulouse, France.

Table des figures

1.1	Évolution des observations <i>in situ</i> dans l’océan Austral. A gauche : traces de bateau dans l’océan Austral dont les campagnes sont référencées par ORSI et WITWORTH III (2005). La figure indique le nombre de profils <i>in situ</i> effectués dans des boîtes de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$. Ces données, 99014 profils au total, ont été collectées sur plus de 30 ans d’observation. A droite : même figure pour les 93111 profils Argo collectés jusqu’à mars 2008 (soit 6 ans environ de collecte de données). Figure issues de SALLÉE (communication personnelle).	25
1.2	Zone d’étude et ses différentes caractéristiques géographiques. La bathymétrie (en mètres) est représentée en fond bleu.	26
1.3	Les îles Kerguelen se composent d’environ 300 îles. Sur cette carte nous mentionnons le nom de principales baies qui seront citées dans la suite de l’étude. Nous représentons aussi la position des mouillages utilisés (en jaune) et du marégraphe côtier de Kerguelen (en rouge). En fond de carte nous représentons la bathymétrie (en mètres).	27
1.4	Carte schématique de la circulation horizontale de l’océan Austral (d’après RINTOUL <i>et al.</i> (1999)). Les profondeurs inférieures à 3500 mètres sont en bleu foncé. Les abréviations <i>F</i> correspondent à <i>Front</i> , <i>C</i> à <i>Courant</i> et <i>G</i> à <i>Gyre</i>	28
1.5	En haut : représentation tridimensionnelle de la circulation thermohaline mondiale (d’après SCHMITZ (1996)). Les couches de surface sont représentées en violet, les couches intermédiaires en rouge, les couches profondes en vert et les couches de fond en bleu. En bas : coupe verticale de la circulation méridienne dans l’océan Austral (d’après SPEER <i>et al.</i> (2000)).	29
1.6	Extrait du maillage utilisé autour des îles Kerguelen : la taille des mailles à la côte est de l’ordre de la centaine de mètres.	35
1.7	Gradient de bathymétrie (gauche) et son impacte sur la résolution du maillage (droite).	38
1.8	Principe de fonctionnement de l’altimétrie (source : www.cnes.fr).	44

1.9	En haut : cas idéal d'une forme d'onde dans un milieu non pénétrant (océan). Le radar émet des impulsions micro-ondes. La surface éclairée (en rouge), un disque, s'élargit et la puissance augmente : c'est le front de montée. Le disque devient un anneau ; la puissance renvoyée par la surface est plus faible à des angles d'incidence plus grands : il y a décroissance de la puissance dans la forme d'onde. En bas : cas d'un milieu pénétrant (exemple : manteau neigeux). Les échos de subsurface (en vert) viennent s'ajouter aux échos de surface, augmentant ainsi la puissance renvoyée. Figure issue de LACROIX (2007).	45
1.10	Forme d'onde et paramètre de retracking. La forme d'onde issue de l'altimètre (courbe bleue) est retraitée (courbe noire) afin de calculer les différents paramètres de la forme d'onde. Figure issue de LACROIX (2007).	47
2.1	A gauche (a) : points de croisement du satellite Topex-Poséidon. Seuls les points situés au Nord de 60°S (en rouge) sont utilisés pour la validation. A droite (b) : données <i>in situ</i> du niveau de la mer (en rouge les marégraphes côtiers, en jaune les marégraphes pélagiques ou mouillages, et en bleu les GPS). La localisation exacte des données <i>in situ</i> est précisée dans le tableau 2.1	51
2.2	Sites de déploiement de courantomètres dans le cadre des projets : AMISOR ((a), à gauche) et KEOPS ((b), à droite). En fond de carte : bathymétrie en mètres.	54
2.3	Bathymétrie GEBCO (gauche) et bathymétrie régénérée à l'aide des sondages bathymétriques (droite) avec une échelle allant de 0 à -10 mètres.	58
2.4	Ensemble des données de sondages utilisées (gauche) et nouvelle bathymétrie interpolée autour des îles Kerguelen (droite). Les profondeurs sont en mètres.	59
2.5	A gauche : trait de côte redéfini par FRICKER <i>et al.</i> (2002) en noir. La ligne d'échouage redéfinie par GIOVANNA <i>et al.</i> (2007) et utilisée pour regriller la bathymétrie sous l'AIS est superposée en rouge. A droite : spectre de Fourier pour les données GPS TS05 et TS06. Le spectre de TS05, contrairement à celui de TS06, contient des pics d'amplitude correspondant aux périodes des principales ondes de marée semi-diurnes et diurnes. Le GPS TS05 est donc situé au-dessus la cavité océanique formée par l'AIS, tandis que TS06 est situé sur le continent Antarctique : la ligne d'échouage de la plate-forme se situe donc entre ces deux GPS.	60
2.6	En haut : nouvelle ligne d'échouage de l'AIS et points de sondages bathymétriques utilisés pour la génération de la nouvelle grille bathymétrique (en mètres). En bas : profils de bathymétrie le long de la section noire de la figure du haut pour chacune des 10 bathymétries testées. L'épaisseur de glace submergée est représentée en trait noir épais. <i>HCEM</i> est la hauteur moyenne de colonne d'eau de la bathymétrie considérée sous tout l'AIS (en mètres).	61

2.7	Amplitude (haut) et phase (bas) dans le Golf du Morbihan avec la bathymétrie <i>GEBCO</i> (gauche) et <i>GEBCO_{KER}</i> (droite). Le point rouge indique la position du marégraphe côtier de Port-aux-Français. La RMS complexe pour l'onde M_2 a été réduite de plusieurs centimètres au marégraphe côtier en utilisant <i>GEBCO_{KER}</i>	65
2.8	Amplitude de M_2 résultant de la simulation avec la bathymétrie <i>GEBCO</i> (a, gauche) et celle issue de FRICKER <i>et al.</i> (2002) (b, droite).	66
2.9	σ_c sommée sur les quatre composantes de marée modélisée et sur les observation GPS et marégraphiques antarctiques en fonction de HMCE. . .	67
2.10	Représentation d'un ellipse de marée dans le cas d'une onde de période de 12h. A chaque heure I du cycle de marée le courant est dirigé du centre de l'ellipse vers le $I^{ème}$ point du bord de l'ellipse. Le courant correspondant au début du cycle (temps "0") est indiqué par la flèche rouge, le sens de rotation de l'ellipse est indiqué par la flèche noire.	68
2.11	Comparaison des ellipses de marée observées (en jaune) et modélisées (en rouge) au niveau du front de l'AIS pour les ondes M_2 (gauche) et K_1 (droite) en $cm.s^{-1}$. Les courants observés sont issus de la campagne AMISOR. En fond de carte sont représentées les amplitudes des ellipses de marée modélisées (en $cm.s^{-1}$).	69
2.12	Comparaison des ellipses de marée observées (en jaune) et modélisées (en rouge) sur le Nord du plateau de Kerguelen pour les ondes M_2 (gauche) et K_1 (droite) en $cm.s^{-1}$. En fond de carte sont représentées les amplitudes des ellipses de marée modélisées (en $cm.s^{-1}$).	70
2.13	A gauche : données du marégraphe de Kerguelen corrigées du modèle régional <i>simuPV_{6h}</i> forcé avec les champs à 6h (orange), du modèle régional <i>simuPV_{3h}</i> forcé avec les champs à 3h (rouge) et du baromètre inverse (bleu). Les élévations sont filtrées entre 12h et 10j. Les amplitudes (cm) sont représentées pour le mois de juin 2001. A droite : spectres associés (cm) pour des périodes comprises entre 12h et 240h.	77
2.14	A gauche : moyenne de la couverture de glace sur l'année 2002. La valeur 1 correspond à 100% de présence de glace, soit de la glace permanente. A droite : variance (cm^2) entre le modèle et les marégraphes côtiers antarctiques pour les périodes comprises entre 0,5 jours et 20 jours en fonction du taux de couverture de glace calculé à partir des données NSIDC (COMISO (2004)). La figure du haut est la somme pour les trois marégraphes antarctiques, tandis que la figure du bas présente les statistiques pour chacun des marégraphes séparément.	78
2.15	Décomposition en ondelette du module des courants observés (gauche) et modélisés (droite). Les résultats sont montrés à partir du 01/01/2005 pour une durée de 230 jours. La période correspondant à 20 jours est superposée en blanc. On considère que pour des périodes plus petites que 20 jours le signal est principalement barotrope.	80
2.16	Amplitudes de la variabilité haute fréquence pour les observations non corrigées (noir), corrigées du modèle global forcé avec les champs à 6h (bleu) , du modèle global (jaune) et régional (rouge) forcé avec les champs à 3h et du baromètre inverse (vert). Amplitudes en cm.	82

Table des figures

2.17	Extrait du maillage global haute résolution (gauche) et régional (droite) dans de la baie du Morbihan. La géométrie de la baie est représentée par 4 mailles dans le modèle global contre plus de 2000 mailles dans le modèle régional.	83
2.18	Positions et noms des mouillages ayant un enregistrement toutes les deux minutes.	84
2.19	Amplitudes (haut) et phases (bas) à 4.2 <i>h</i> pour le modèle régional (gauche) et global (droite).	86
3.1	Distribution de la déviation standard des élévation de marée (en mètres). En noir : position des deux points amphidromiques de M_2	89
3.2	Ellipses de marée et maxima d'amplitude de courants en $cm.s^{-1}$ pour les ondes M_2 (à gauche) et K_1 (à droite).	91
3.3	(a) Emplacement des sections A-A' et B-B'. En fond de carte : bathymétrie (<i>m</i>). (b)Sections de la bathymétrie (trait épais rouge) et des demi-axes majeurs des ondes M_2 (trait plein) et K_1 (trait discontinu) le long des sections A-A' (en haut) et B-B' (en bas).	92
3.4	A gauche : courants résiduels de marée ($cm.s^{-1}$) sur la région d'étude. Les contours de bathymétrie tous les 1000 <i>m</i> sont superposés. A droite : même figure zoomée sur la partie Nord du plateau Kerguelen avec des contours de bathymétrie tous les 500 <i>m</i>	93
3.5	De gauche à droite : Potentiel astronomique de l'onde M_2 ($W.m^{-2}$), carte de dissipation par frottement et par génération de marée interne pour l'onde M_2 ($W.m^{-2}$).	97
3.6	A gauche : transport barotrope en $m^2.s^{-1}$. Les fronts issus de SALLÉE <i>et al.</i> (2008) sont représentés en noir : la position moyenne du Front Polaire (PF), la position moyenne du Front Subantarctique (SAF) ainsi que sa limite Nord (SAFN). A droite : fonctions de courant associées au transport barotrope. La différence de valeur entre deux point indique le débit entre ces points (en <i>Sv</i>). Les contours de bathymétrie tous les 1000 <i>m</i> sont superposés.	101
3.7	Topographie dynamique moyenne issue de RIO et HERNANDEZ (2004) (<i>cm</i>). Les isobaths tous les 1000 <i>m</i> sont également tracées.	102
3.8	De haut en bas : variabilité du transport barotrope à travers le chenal de Fawn Trough sans filtre (a) et avec un filtrage passe-bas à 20 jours (b). En bas, l'indice du SAM est superposé en rouge sur la courbe du transport filtré. La corrélation entre les deux signaux est de 0,64.	104
3.9	De gauche à droite : RMS (en <i>cm</i>) des élévations totales (a) et des élévations corrigées du baromètre inverse (b) pour le modèle forcé avec les champs de vent et pression. Les contours de bathymétrie tous les 1000 <i>m</i> sont superposés.	105
3.10	Corrélation de ibd_{VP} au point 60°E/67°S avec ibd_{VP} du reste du domaine. Les contours de bathymétrie tous les 1000 <i>m</i> sont superposés.	106
3.11	De gauche à droite : variabilité du signal expliquée par le baromètre inverse pour les simulations forcées en vent et pression ($simu_{VP}$) et par la pression atmosphérique uniquement ($simu_P$).	107

3.12	Principaux modes de variance pour ibd_{VP} (²). Le premier mode (gauche) compte pour plus de 50% de la variance totale. Le deuxième mode (droite) explique $\approx 16\%$ de la variance du signal.	108
3.13	Premier mode de variabilité de la tension méridienne du vent.	109
3.14	Spectres de cohérence entre les élévations du modèle et (de gauche à droite) le baromètre inverse, la tension du vent et le rotationnel de tension du vent pour des points situés (de haut en bas) dans le bassin de Crozet, sur la partie Nord du plateau de Kerguelen, dans le bassin d'Enderby et dans le bassin Australien-Antarctique. L'axe des abscisses représente les fréquences (j^{-1}). Les spectres sont significatifs pour des valeurs supérieures à 0.53 (ligne rouge).	110
3.15	Left : Detailed bathymetry of the Kerguelen Plateau using the GEBCO bathymetry. Depths are in meters. The three hydrographic sections of the KEOPS cruise are superimposed in black, yellow and blue dots. The P1 and P2 current meter stations are located in yellow. E1 and E2, two sites where temporal extractions of τ have been done, are located in red. Station A4 is shown as a blue dot. Right : Mean chlorophyll concentration (in $mg.m^{-3}$) on the period from 19/12/2004 to the 26/12/2004. The Polar Front from PARK et CHARRIAUD (1998) and the Fawn Trough current are shown. The position of bloom A and bloom B are superimposed.	113
3.16	Profiles of the M_2 semi major axis at P1 (left) and P2 (right) sites. The salinity at the A4 site (see Fig. 3.15) has been overlaid on the P2 profile (dashed line).	116
3.17	Ratio between the Ekman current variability and the geostrophic current variability. The red areas correspond to Ekman dominant areas. Bathymetry contours every 1000 meters are shown.	117
3.18	Mixing time scales (days) computed from the tidal currents, the atmospheric forced currents and the Ekman velocities. White areas represent time scales larger than 10 days. E1 and E2 are the two sites where temporal extractions of τ have been done. Figure 3.22 has been computed using data within the blue box.	118
3.19	Lateral mixing time scales computed from the tidal currents, the atmospheric forced currents and the Ekman velocities during January 2005 at E1 and E2 sites. The time scales are computed every three hours.	119
3.20	Difference between the mixing time scales (days) computed from the tidal currents only and the mixing time scales computed from the tidal and atmospheric forced currents (left), and between the mixing time scales computed from the tidal currents only and the tidal currents, the atmospheric forced currents and the Ekman velocities (right). Overlaid is the lateral mixing time scale for periods between 0 and 10 days.	119
3.21	Satellite surface chlorophyll images (in $mg.m^{-3}$). Overlaid is the lateral mixing time scales for period between 1 day and 7 days. The dates are 09/11/2004 (1), 17/11/2004 (2), 19/12/2004 (3), 01/01/2005 (4), 09/01/2005 (5), 25/01/2005 (6).	122

3.22 Lateral mixing time scales and inverse bathymetric gradients as a function of the cumulative percentage of high chlorophyll-a concentration data. We consider the concentration of chlorophyll is high when it is greater than 2 $mg.m^{-3}$. The results are averaged over the six satellite images. 123

3.23 Mean chlorophyll-a concentration (in $mg.m^{-3}$) over the bloom period. Overlaid are the contours of τ (black) and the inverse gradient of bathymetry (violet) which surround 90% of the high chlorophyll-a concentration data. 124

4.1 A gauche : RMS du signal altimétrique corrigé du modèle global (CARRÈRE et LYARD. (2003)) moins la RMS du signal corrigé du modèle régional en réponse aux vents et à la pression atmosphérique (cm). Une valeur positive indique une meilleure correction des données altimétriques avec le modèle régional. A droite : réduction de la variance du signal altimétrique avec les corrections régionales (en pourcentage). 127

4.2 Nombre d’observations altimétriques le long de la trace pour les données AVISO (à gauche) et pour les données *X-track* (à droite). Position des traces 94 et 179 sur la figure de gauche. 129

4.3 RMS (en m) de la différence entre les données du marégraphe de Kerguelen et les séries temporelles altimétriques le long de la trace pour les données AVISO (à gauche) et pour les données *X-track* (à droite). En rouge : position de marégraphe de Kerguelen. En noir : position du point de maximum de corrélation entre les données altimétriques et les données *in situ*. La position de la trace 94 a été ajoutée. 130

4.4 Transformées de Fourier pour le marégraphe de Kerguelen et les élévations issues de *X-track* et AVISO. Les résultats sont présentés pour le point de maximum de corrélation entre les données altimétriques et les données *in situ* (Fig. 4.3). 131

4.5 Corrélation entre les données du marégraphe de Kerguelen et les séries temporelles altimétriques *X-track*. En rouge : position de marégraphe de Kerguelen. Les contours de bathymétrie tous les 1000 m sont superposés. Le point de corrélation maximale est encadré en noir. La région de forte corrélation est entourée par le contour en pointillés rouge. Le Front Polaire défini par PARK et CHARRIAUD (1998) est superposé en noir. 132

4.6 Bathymétrie dans la région du plateau Kerguelen (m) et position de la trace 94 de Jason-1 (en vert). 133

4.7 Anomalies de transport issues de l’altimétrie et indice SAM (en rouge). La corrélation entre les deux signaux est de 0,51. 134

4.8 Indicateurs barotropes pour les sites de génération de marée interne. A gauche : flux d’énergie moyen de M_2 (en $W.m^{-2}$) et contours de bathymétrie tous les 1000 m . A droite : énergie par unité de surface dissipée dans la génération de marée interne (en $W.m^{-2}$). 137

4.9 Critère γ pour $N = 0.0015$. Les zones colorées correspondent aux zones probables de génération de marée interne déduites du critère de BAINES (1986). Les contours de bathymétrie tous les 1000 m sont superposés en noir. 138

4.10	A gauche : RMS des amplitudes totales de M_2 (cm). A droite : variabilité de l'élévation de surface calculée à partir des cartes AVSIO sur la période 1992-2006 (cm). Cette carte permet de mettre en évidence les fortes zones de variabilité méso échelle de l'ACC (échelle de couleur de vert à rouge).	140
4.11	Différentes courbes obtenues le long de la trace 153. (a) Amplitudes (cm) de M_2 estimées le long de la trace à partir d'une analyse harmonique des données T/P et Jason-1 (en noir). La courbe rouge correspond aux amplitudes de M_2 filtrées à 200 km. (b) Phases du signal "résiduel" de marée obtenu après filtrage des parties réelles et imaginaires du signal de marée le long de la trace. (c) Transformée de Fourier à court terme : longueur d'ondes (km) en fonction de la latitude. (d) Bathymétrie (m). La région où l'on observe le signal de marée interne est délimité par les droites verticales discontinues.	141
4.12	Amplitudes baroclines (obtenues par soustraction du signal filtré au signal total) le long de 4 traces ascendantes croisant le plateau Kerguelen. En fond de carte : contours de bathymétrie tous les 500 m. Les oscillations correspondant à la marée interne sont colorées en rouge.	142
4.13	Profil de densité potentielle à l'Est du plateau de Kerguelen (source : PARK <i>et al.</i> (1993)).	144
4.14	Vitesses d'écoulement de la glace en $km.an^{-1}$ suivant la longitude (gauche) et la latitude (droite). Données issues de (YOUNG et HYLAND (2002)).	147
4.15	En haut : nous ne considérons pas l'écoulement de la glace. La position du point de mesure n'est donc pas corrigée de cet effet. Les dimensions de la boîte utilisée pour le calcul de la correction géographique sont choisies pour tenir compte des erreurs liées au positionnement autour du point de référence. En bas : la position des points de mesures de l'altimètre est advectée par l'écoulement de la glace. La boîte pour le calcul de la correction géographique prend compte de cet effet.	149
4.16	En haut : Déviation standard des hauteurs ENVISAT aux points de croisement : sans correction (gauche), corrigée de la marée FES2004 (milieu) et de la marée CATS (droite). En bas : Déviation standard des hauteurs ENVISAT aux points de croisement corrigée du modèle régional de marée (gauche), différence entre $\Delta(h - h_{T-UGOm})$ et $\Delta(h - h_{CATS})$ et déviation standard entre la marée régionale et CATS aux points de croisement (droite). Les unités sont en m.	150
4.17	Image MODIS de la plate-forme de glace d'Amery. La trace 494 d'ENVISAT est superposée (jaune) ainsi que la position de la station météorologique automatique AM02 et du GPS G2A. Figure adaptée à partir de LACROIX (2007).	152
4.18	RMS (m) des anomalies de hauteur de glace (AHG) corrigées de la marée CATS (gauche) et $MOG2D/T-UGOm$ (droite) multipliées par le coefficient C_{EC} .	153
4.19	Tendance des anomalies de hauteur de glace corrigées avec hge et D le long de la trace 494 (en $m.an^{-1}$)	156

4.20 Évolution de des anomalies de hauteur de glace (*m*) dans le temps entre 70.7°S et 70.1°S avant (gauche) et après (droite) correction de la forme d'onde. 157

4.21 Evolution dans le temps du coefficient de rétrodiffusion Bs (en haut à gauche), de la largeur du front de montée LeW (en haut à droite) et des AHG (en bas à gauche) avant (hg) et après (hge) correction de la forme d'onde pour le point de latitude 70.58°S le long de la trace ENVISAT 494. Les tendances des AHG avant et après correction sont superposées. En bas à droite : évolution de la température de l'air à 4 m au dessus du sol pour la station météorologique AM02. 158

A.1 De haut en bas et de gauche à droite : différence d'amplitude complexe (*cm*) entre le modèle régional et FES2004 pour les ondes M_2 , S_2 , K_1 , O_1 . 166

A.2 De haut en bas et de gauche à droite : différence d'amplitude complexe (*cm*) entre le modèle régional et TPXO7.0 pour les ondes M_2 , S_2 , K_1 , O_1 . 167

A.3 De haut en bas et de gauche à droite : différence d'amplitude complexe (*cm*) entre le modèle régional et GOT4.7 pour les ondes M_2 , S_2 , K_1 , O_1 . 168

A.4 De haut en bas et de gauche à droite : différence d'amplitude complexe (*cm*) entre le modèle régional et CADA00.9.7 pour les ondes M_2 , S_2 , K_1 , O_1 169

A.5 De haut en bas et de gauche à droite : différence d'amplitude complexe (*cm*) entre le modèle régional et CATS02.01 pour les ondes M_2 , S_2 , K_1 , O_1 .170

B.1 Marée M_2 : élévations (*cm*) en bas et phase en haut. 172

B.2 Marée S_2 : élévations (*cm*) en bas et phase en haut. 173

B.3 Marée K_2 : élévations (*cm*) en bas et phase en haut. 174

B.4 Marée N_2 : élévations (*cm*) en bas et phase en haut. 175

B.5 Marée $2N_2$: élévations (*cm*) en bas et phase en haut. 176

B.6 Marée K_1 : élévations (*cm*) en bas et phase en haut. 177

B.7 Marée O_1 : élévations (*cm*) en bas et phase en haut. 178

B.8 Marée P_1 : élévations (*cm*) en bas et phase en haut. 179

B.9 Marée Q_1 : élévations (*cm*) en bas et phase en haut. 180

Liste des tableaux

1.1	Expériences numériques réalisées dans le cadre de la thèse et présentées dans le manuscrit. HCME est la hauteur de colonne d'eau moyenne sous l'AIS. La bathymétrie finale contient les modifications autour des îles Kerguelen et sous l'AIS (HCME=367m).	42
2.1	Sites d'observation du niveau de la mer dans la région d'étude.	52
2.2	Période de séparation des principales ondes de marée (en jours).	56
2.3	Période des ondes de marée et période aliasée par la répétitivité des satellites T/P et Jason (en jours).	57
2.4	Comparaison des axes majeurs des ellipses de marée observées ($cm.s^{-1}$) aux axes majeurs modélisés après applications des différentes méthodes. .	71
2.5	Erreur complexe (cm) entre les observations et le modèle pour les quatre mouillages situés au fond de la Baie du Morbihan (Armor, Baie de l'Observatoire, Mayes, Saint-Malo) pour l'onde M_2	72
2.6	σ (en cm) pour chaque modèle et pour différents jeux de données. Les résultats sont présentés pour les quatre ondes de marée principales. . . .	74
2.7	Variance (cm^2) pour les différents marégraphes côtiers avant et après correction. Les résultats sont exposés pour de périodes comprises entre 0,5 et 20 jours pour l'année 2002.	81
2.8	Amplitudes (cm) du spectre du signal à 4.2h.	85
3.1	Puissances intégrées sur tout le domaine pour toutes les ondes modélisées (GW).	96
3.2	Budget spectral de l'énergie de marée pour les ondes M_2 , S_2 et K_1 (en GW).	97
4.1	RMS (m) pour chacune des configurations testée pour la région entre $70.7^\circ S$ et $70.1^\circ S$ et toute la trace 494 sur l'AIS.	154
4.2	Amplitudes A (cm) et phases ϕ (deg) de marée issues des mesures du GPS G2A et des modèles de marée CATS et $MOG2D/T-UGOm$	155

Bibliographie

- Abraham, E., Law, C., Boyd, P., Lavender, S., Maldonado, M., et Bowie, A. Importance of stirring in the development of an iron-fertilized phytoplankton bloom. *Nature*, 407:727–730, 2000.
- Alory, G. et Delcroix, T. Interannual sea level changes and associated mass transports in the tropical Pacific from Topex/Poseidon data and linear model results (1964-1999). *Journal of Geophysical Research*, 107(C10):17.1–17.22, 2002.
- Aoki, S. Coherent sea level response to the Antarctic Oscillation. *Geophysical Research Letters*, 29(20), 2002.
- Apel, J. *Principles of ocean physics*. ACADEMIC PRESS, LONDON, 1987.
- Baines, P. On internal tide generation models. *Deep Sea Research*, 29:307–338, 1982.
- Baines, P. Internal tides, internal waves and near-internal motion. In N.K., MOORES., éditeur : *Baroclinic Processes on Continental Shelves, Coastal and Estuarine Sciences*, volume 3, pages 19–31. AGU, 1986.
- Barnier, B., Madec, G., Penduff, T., Molines, J.-M., Tréguier, A.-M., Le Sommer, J., Beckmann, A. *et al.* Impact of partial steps and momentum advection schemes in a global ocean circulation model at eddy-permitting resolution. *Ocean Dynamics*, 56(5-6):543–567, 2006.
- Beckmann, A. et Pereira, A. Lateral tidal mixing in the Antarctic marginal seas. *Ocean Dynamics*, 53(1):21–26, 2003.
- Belkin, I. et Gordon, A. Southern Ocean Fronts from the Greenwich Meridian to Tasmania. *Journal of Geophysical Research*, 101(C2):3675–3696, 1996.
- Bindoff, N., Rosenberg, M., et Warner, M. On the circulation and water masses over the Antarctic continental slope and rise between 80 and 150°e. *Deep Sea Research Part II*, 47(12):2299–2326, 2000.
- Bindschadler, R., King, M., Alley, R., Anandakrishnan, S., et Padman, L. Tidally controlled stick-slip discharge of a West Antarctic ice stream. *Science*, 301(5636):1087–1089, 2003.
- Blain, S., Quéguiner, B., Armand, L., Belviso, S., Bombled, B., Bopp, L., Bowie, A. *et al.* Effect of natural iron fertilisation on carbon sequestration in the Southern Ocean. *Nature*, 446:1070–1074, 2007.

- Blain, S., Tréguer, P., Belviso, S., Bucciarelli, E., Denis, M., Desabre, S., Fiala, M. *et al.* A biogeochemical study of the island mass effect in the context of the iron hypothesis : Kerguelen Islands, Southern Ocean. *Deep Sea Research Part I*, 48(1):163–187, 2001.
- Boyd, P. Environmental factors controlling phytoplankton processes in the Southern Ocean. *Journal of Phycology*, 38(5):844–861, 2002.
- Boyd, P., Jickells, T., Law, C., Blain, S., Boyle, E., Buesseler, K., Coale, K. *et al.* Mesoscale iron enrichment experiments 1993-2005 : Synthesis and future directions. *Science*, 315(5812):612–617, 2007.
- Boyd, P., Watson, A., Law, C., Abraham, E., Trull, T., Murdoch, R., Bakker, D. *et al.* A mesoscale phytoplankton bloom in the polar Southern Ocean stimulated by iron fertilization. *Nature*, 407(6805):695–702, 2000.
- Brown, G. The average impulse response of a rough surface and its applications. *IEE Transactions on Antennas and Propagation*, 25(1):67–74, 1977.
- Bucciarelli, E., Blain, S., et Tréguer, P. Iron and manganese in the wake of the Kerguelen Islands (Southern Ocean). *Marine Chemistry*, 73(1):21–36, 2001.
- Carrère, L., Le Provost, C., et Lyard, F. On the statistical stability of the M_2 barotropic and baroclinic tidal characteristics from along-track Topex/Poseidon satellite altimetry analysis. *Journal of Geophysical Research*, 109:C03033, 2004.
- Carrère, L. et Lyard, F. Modeling the barotropic response of the global ocean to atmospheric wind and pressure - comparisons with observations. *Geophysical Research Letters*, 30(6), 2003.
- Cartwright, D. Theory of ocean tides with application to altimetry. In FU, L. et CAZENAVE, A., éditeurs : *Satellite Altimetry and Earth Sciences*, chapitre 6. Academic Press, 1993.
- Chelton, D., deSzoek, R., Schlax, M., El Naggar, K., et Siwertz, N. eographical variability of the first baroclinic rossby radius of deformation. *Journal of Physical Oceanography*, 28(3):433–460, 1998.
- Chelton, D. et Enfield, D. Ocean signals in tide gauge records. *Journal of Geophysical Research*, 91(B9):9081–9098, 1986.
- Chelton, D., Ries, J., Haines, B., Fu, L.-L., et Callahan, P. Satellite altimetry. In FU, L. et CAZENAVE, A., éditeurs : *Satellite Altimetry and Earth Sciences*, chapitre 1. Academic Press, 1993.
- Chiswell, S. Vertical structure of the baroclinic tides in the Central North Pacific Subtropical Gyre. *Journal of Physical Oceanography*, 24(9):2032–2039, 1994.
- CLS. *SSALTO/DUACS User Handbook*, collecte localisation satellites édition, 2004.

- Comiso, J.** Bootstrap sea ice concentrations for NIMBUS-7 SMMR and DMSP SSM/I, June to September 2001. Rapport technique, Boulder, CO, USA : National Snow and Ice Data Center, 2004.
- Craneguy, P. et Park, Y.-H.** Contrôle topographique du Courant Circumpolaire Antarctique dans l'Océan Indien Sud. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 328(9):583–589, 1999.
- Cunningham, S., Alderson, S., King, B., et Brandon, M.** Transport and variability of the Antarctic Circumpolar Current in Drake Passage. *Journal of Geophysical Research*, 108(C5):SOV11.1–SOV11.17, 2003.
- Deacon, G.** The hydrology of the Southern Ocean. *Discovery Reports*, 15:3–122, 1937.
- Deacon, G.** Physical and biological zonation in the Southern Ocean. *Deep Sea Research*, 29(1A):1–15, 1982.
- De Baar, H., Boyd, P., Coale, K., Landry, M., Tsuda, A., Assmy, P., Bakker, D. et al.** Synthesis of iron fertilizations experiments : From the Iron Age in the Age of Enlightenment. *Journal of Geophysical Research*, 110:C09S16, 2005.
- De Baar, H., De Jong, J., Bakker, D., Löscher, B., Veth, C., Bathmann, U., et Smetacek, V.** Importance of iron for plankton blooms and carbon dioxide drawdown in the Southern Ocean. *Nature*, 373:412–415, 1995.
- Desai, S., Wahr, J., et Chao, Y.** Error analysis of empirical ocean tide models estimated from Topex/Poseidon altimetry. *Journal of Geophysical Research*, 102(C11): 25,157–25,172, 1997.
- Domak, E., Duran, D., Leventer, A., Ishman, S., Doane, S., MaCallum, S., Amblas, D. et al.** Stability of the Larsen B Ice Shelf on the Antarctic Peninsula during the Holocene Epoch. *Nature*, 436:681–685, 2005.
- Dong, S., Sprintall, J., et Gille, S.** Location of the Antarctic Polar Front from AMSR-E satellite sea surface temperature measurements. *Journal of Physical Oceanography*, 36(11):2075–2089, 2006.
- Donghui, Y., Minster, J., et Bentley, C.** The effect of ocean tidal loading on satellite altimetry over Antarctica. *Antarctic Science*, 12(1):119–124, 2000.
- Doodson, A.** Meteorological perturbation of sea level. *Nature*, 112(2821):765–766, 1923.
- Dushaw, B.** Mapping low-mode internal tides near Hawaii using Topex/Poseidon altimeter data. *Geophysical Research Letters*, 29(8), 2002.
- Egbert, G., Bennett, A., et Foreman, M.** Topex/Poseidon tides estimated using a global inverse model. *Journal of Geophysical Research*, 99(C12):24,821–24,852, 1994.
- Egbert, G. et Ray, R.** Estimates of M_2 tidal energy dissipation from Topex/Poseidon altimeter data. *Journal of Geophysical Research*, 106(C10):22,475–22,502, 2001.

- Emery, W.** Antarctic Polar Frontal Zone from Australia to the Drake Passage. *Journal of Physical Oceanography*, 7(6):811–822, 1977.
- Foreman, M. et Neufeld, E.** Harmonic tidal analyses of long time series. *International Hydrographic Review*, 68(1):85–108, 1991.
- FRAM Group.** An eddy-resolving model of the Southern Ocean. *EOS, Transactions of the American Geophysical Union*, 72(15):169–174, 1991.
- Francis, O. et Mazzega, P.** Global charts of ocean tide loading effects. *Journal of Geophysical Research*, 95(C7):11,411–11,424, 1990.
- Fricker, H., Allison, I., Craven, M., Hyland, G., Ruddell, A., Young, N., Coleman, R. et al.** Redefinition of the Amery Ice Shelf, East Antarctica, grounding zone. *Journal of Geophysical Research*, 107(B5), 2002.
- Fu, L.-L.** Wind-forced intraseasonal sea level variability of the extratropical oceans. *Journal of Physical Oceanography*, 33(2):436–449, 2003.
- Fukomori, I., Raghunath, R., et Fu, L.-L.** Nature of global large-scale sea level variability in relation to atmospheric forcing : A modeling study. *Journal of Geophysical Research*, 103(C3):5493–5512, 1998.
- Galton-Fenzi, B., Maraldi, C., Coleman, R., et Hunter, J.** The cavity beneath the Amery Ice Shelf, East Antarctica. *Journal of Glaciology*, Accepted, 2008.
- Ganachaud, A., Wunsch, C., Kim, M.-C., et Tapley, B.** Combination of Topex/Poseidon data with a hydrographic inversion for determination of the oceanic general circulation and its relation to geoid accuracy. *Geophysical Journal International*, 128:708–722, 1997.
- Garcia, C., Garcia, V., et McClain, C.** Evaluation of SeaWiFS chlorophyll algorithms in the Southwestern Atlantic and Southern Oceans. *Remote Sensing of the Environment*, 95(1):125–137, 2005.
- Gaspard, P., Ogor, F., Le Traon, P.-Y., et Zanifé, O.-Z.** Estimating the sea state bias of the Topex and Poseidon altimeters from crossover differences. *Journal of Geophysical Research*, 99(C12):24,981–24,994, 1994.
- Genco, M., Lyard, F., et Le Provost, C.** The oceanic tides in the South Atlantic Ocean. *Annals Geophysicae*, 12(9):868–886, 1994.
- Gill, A.** *Atmosphere-Ocean Dynamics*, volume 30. International Geophysics series, 1982.
- Gill, A. et Niiler, P.** The theory of the seasonal variability in the ocean. *Deep Sea Research*, 20:141–177, 1973.
- Giovanna, L., Allison, I., et Young, N.** Determining the coastline of the Antarctic using remote sensing techniques. *Polar Geography*, 2007.

- Gloersen, P., Campbell, W., Cavalieri, D., Comiso, J., et Zwally, H. *Arctic and Antarctic Sea Ice, 1978-1987 : Satellite Passive Microwave Observations and Analysis*. NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION, Special Publication 511, Washington, D.C., 1992.
- Godin, G. The analysis of tides. *University of Toronto Press*, 1972.
- Gordon, A. Antarctic Polar Front zone. *Antarctic Oceanology*, 1:205–221, 1971.
- Gordon, A., Georgi, D., et Taylor, H. Antarctic Polar Front zone in the Western Scotia sea-summer 1975. *Journal of Physical Oceanography*, 7(3):309–328, 1977.
- Gordon, A., Marinson, D., et Taylor, H. The wind-driven circulation in the Weddell-Enderby Basin. *Deep Sea Research*, 28(2):151–163, 1981.
- Gray, A., Mattar, K., et Vachon, P. InSAR results from the RADARSAT Antarctic mapping mission data : estimation of data using a simple registration procedure. *IGARSS'98, 18th, International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. Seattle, Washington, 1998.
- Hanawa, K. et Talley, L. Mode waters. In G., SIEDLER. et J., CHURCH., éditeurs : *Ocean circulation and climate*, pages 373–386. International Geophysics Series, Academic Press, 2001.
- Hart, T. On the phytoplankton of the South-West Atlantic and the Bellinghausen sea, 1929-1931. *Discovery Reports*, 8:1–268, 1934.
- Hatayama, T., Awaji, T., et Akitomo, K. Tidal currents in the Indonesian Seas and their effect on transport and mixing. *Journal of Geophysical Research*, 101(C5):12,353–12,373, 1996.
- Hellerman, S. et Rosenstein, M. Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates. *Journal of Physical Oceanography*, 13(7):1093–1104, 1983.
- Hemer, M., Hunter, J., et Coleman, R. Barotropic tides beneath the Amery Ice Shelf. *Journal of Geophysical Research*, 111(C11), 2006.
- Hofmann, E. et Whitworth III, T. A synoptic description of the flow at Drake Passage from year-long measurements. *Journal of Geophysical Research*, 90(4):7177–7187, 1985.
- Holdsworth, G. Flexure of a floating ice tongue. *Journal of Glaciology*, 8(54):385–397, 1969.
- Hughes, C., Meredith, M., et Heywood, K. Wind-driven transport fluctuations through Drake Passage : A Southern Mode. *Journal of Physical Oceanography*, 29(2):1971–1992, 1999.
- Hughes, C., Woodworth, P., Meredith, M., Stepanov, V., Whitworth, T., et Pyne, A. Coherence of Antarctic sea levels, Southern Hemisphere Annular Mode, and flow through Drake Passage. *Geophysical Research Letters*, 30(9), 2003.

- Hurrell, J. et Van Loon, H. A modulation of the atmospheric annual cycle in the Southern Hemisphere. *Tellus. Series A, Dynamic meteorology and oceanography*, 46 (3):325–338, 1994.
- Jeyffreys, H. Causes contributory to the annual variation of latitude. *Monthly Weather Review*, 44(6):337–337, 1916.
- Kagan, B. et Sündermann, J. Dissipation of tidal energy, paleotides, and evolution of the Earth-Moon system. *Advances in Geophysics*, 38:179–266, 1996.
- Kantha, L. et Tierney, C. Global baroclinic tides. *Progress in Oceanography*, 40 (1):163–178, 1997.
- King, M. et Padman, L. Accuracy assessment of ocean tide models around Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 32, 2005.
- Klinck, J. et Nowland, W. Antarctic Circumpolar Current. In *Encyclopedia of Ocean Science*, pages 151–159. Academic Press, 1st Edition, 2001.
- Koblinsky, C. The global distribution of f/h and the barotropic response of the ocean. *Journal of Geophysical Research*, 95(C3):3213–3218, 1990.
- Korb, R., Witheouse, M., et Ward, P. SeaWiFS in the Southern Ocean : Spatial and temporal variability in phytoplankton biomass around South Georgia. *Deep Sea Research Part II*, 51(1-3):99–116, 2004.
- Kowalik, Z. A study of the M_2 tide in the ice-covered Arctic. *Modeling Identification Control, Proceedings*, 2:201–223, 1981.
- Lacroix, P. *Apport de l'altimétrie radar spatiale à l'étude de la neige de la calotte polaire Antarctique*. Thèse de doctorat, Université Toulouse III, Paul Sabatier, 2007.
- Lacroix, P., Dechambre, M., Legrésy, B., Blarel, F., Obash, R., et Rémy, F. On the use of the dual-frequency ENVISAT altimeter to determine snowpack properties of the Antarctic ice sheet. *Remote Sensing of Environment*, 112:1712–1729, 2008.
- Lardner, R., Cekirge, H., et Gunay, N. Numerical solution of the two-dimensional tidal equations using the method of characteristics. *Computed Mathematics and Applications*, 12A:1065–1080, 1986.
- Lefèvre, F., Lyard, F., Le Provost, C., et Schrama, E. FES99 : A global tide finite element solution assimilating tide gauge and altimetric information. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19(9):1345–1356, 2002.
- Legeais, J.-F., Speich, S., Arhan, M., Ansorge, I., Fahrbach, E., Garzoli, S., et Klepikov, A. The baroclinic transport of the Antarctic Circumpolar Current South of Africa. *Geophysical Research Letters*, 32(24), 2005.

- Legrésy, B., Papa, F., Rémy, F., Vinay, G., Van Den Bosch, M., et Zanifé, O.-Z. ENVISAT radar altimetry measurements over continental surfaces and ice caps using the ICE-2 retracking algorithm. *Remote Sensing of Environment*, 95(2):150–163, 2005.
- Legrésy, B., Rémy, F., et Blarel, F. Along track repeat altimetry for ice sheets and continental surface studies. *ESA Symposium, 15 years of progress in Radar Altimetry. Venice, Italy*, 2006.
- Legrésy, B., Rémy, F., et Shaeffer, P. Different ERS altimeter measurements between ascending and descending tracks caused by wind induced features over ice sheets. *Geophysical Research Letters*, 26(15):2231–2234, 1999.
- Lehahn, Y., d'Ovidio, F., Lévy, M., et Heifetz, E. Stirring of the Northeast Atlantic spring bloom : a lagrangian analysis based on multi-satellite data. *Journal of Geophysical Research*, 112(C8), 2007.
- Lemoine, F., Kenyon, S., Factor, J., Trimmer, R., Pavlis, N., Chinn, D., Cox, C. *et al.* The development of the joint NASA GSFC and NIMA geopotential model EGM96. Rapport technique, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland, 20771 USA, 1998.
- Le Provost, C. Ocean tides. In FU, L.-L. et CAZENAVE, A., éditeurs : *Satellite Altimetry and Earth Sciences*, chapitre 6, pages 267–303. Academic Press, 2001.
- Le Provost, C. et Lyard, F. Towards a detailed knowledge of the world ocean tides : the exemple of the Kerguelen Plateau. *Geophysical Research Letters*, 20(14):1519–1522, 1993.
- Le Provost, C. et Lyard, F. Energetics of the M_2 barotropic ocean tides : an estimate of bottom friction dissipation from a hydrodynamique model. *Progress in Oceanography*, 40(1):37–52, 1997.
- Le Provost, C., Lyard, F., Molines, J., Genco, M., et Rabilloud, F. A hydrodynamic ocean tide model improved by assimilating a satellite altimeter-derived data set. *Journal of Geophysical Research*, 103(C3):5513–5529, 1998.
- Le Provost, C. et Poncet, A. Finite element method for spectral modelling of tides. *International Journal for Numerical Methods in Engineering*, 12(5):853–871, 1978.
- Le Provost, C. et Vincent, P. Some tests of precision for a finite element model of ocean tides. *Journal of Computational Physics*, 65(2):273–291, 1986.
- Llubes, M., Florsch, N., Amalvict, M., Hinderer, J., Lalancette, M.-F., Orseau, D., et Simon, B. Observation gravimétrique des surcharges océaniques : premières expériences en Bretagne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 332(2):77–82, 2001.
- Loder, J. Topographic rectification of tidal currents on the sides of Georges Bank. *Journal of Physical Oceanography*, 10(9):1399–1416, 1980.

- Lutjeharms, J. et Valentine, H. Southern Ocean thermal fronts south of Africa. *Deep Sea research Part I*, 31(12):1461–1475, 1984.
- Lyard, F., Lefebvre, F., Letellier, T., et Francis, O. Modelling the global ocean tides : modern insights from FES2004. *Ocean Dynamics*, 56(5-6):394–415, 2006.
- Lyard, F. The tides in the Arctic Ocean from a finite element model. *Journal of Geophysical Research*, 102(C7):15,611–15,638, 1997.
- Lynch, D. et Gray, W. A wave equation model for finite element tidal computations. *Computers and fluids*, 7:207–228, 1979.
- MacAyeal, D. Numerical simulations of the Ross Sea tides. *Journal of Geophysical Research*, 89(C1):607–615, 1984.
- Madec, G., Delecluse, P., Imbard, M., et Lévy, C. OPA 8.1 ocean general circulation model reference manual. Rapport technique, Institut Pierre Simon Laplace, Paris, 1998.
- Maraldi, C., Galton-Fenzi, B., Lyard, F., Testut, L., et Coleman, R. Barotropic tides of the Southern Indian Ocean and the Amery Ice Shelf cavity. *Geophysical Research Letters*, 34, 2007.
- Martin, A. Phytoplankton patchiness : the role of lateral stirring and mixing. *Progress in Oceanography*, 57(2):125–174, 2003.
- Martin, J. et Gordon, R.M. and Fitzwater, S. Iron in Antarctic waters. *Nature*, 345:156–158, 1990.
- McCartney, M. *Subantarctic Mode Water*. Pergamon Press, Oxford, 1977.
- McCartney, M. et Donohue, K. A deep cyclonic gyre in the Australian-Antarctic Basin. *Progress in Oceanography*, 75(4):675–750, 2007.
- Meehl, G., Hurrell, J., et Van Loon, H. A modulation of the mechanism of the semiannual oscillation in the Southern Hemisphere. *Tellus. Series A, Dynamic meteorology and oceanography*, 50(4):442–450, 1998.
- Meredith, M. et Hughes, C. On the wind-forcing of the bottom pressure variability at Amsterdam and Kerguelen Islands, southern Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 109(C3), 2004.
- Mitchell, B. et Holm-Hansen, O. Bio-optical properties of Antarctic peninsula waters : Differentiation from temperate ocean models. *Deep Sea Research Part I*, 38 (8-9):1009–1028, 1991.
- Mongin, M., Abraham, E., et Trull, T. Island shelf contribution to natural iron fertilization : Could natural fertilization produces large bloom ? *Submitted*.

- Mongin, M., Molina, E., et Trull, T.** Seasonality and scale of the Kerguelen Plateau phytoplankton bloom : a remote sensing and modeling analysis of the influence of natural iron fertilization in the Southern Ocean. *Deep Sea Research Part II*, 55(5-7):880–892, 2008.
- Moore, J., Abbott, M., et Richman, J.** Location and dynamics of the Antarctic Polar Front from satellite sea surface temperature data. *Journal of Geophysical Research*, 104(C):3059–3073, 1999.
- Morozov, E.** Semidiurnal internal wave global field. *Deep Sea Research Part I*, 42(1):135–148, 1995.
- Mourre, B.** *Etude de configuration d'une constellation de satellites altimétriques pour l'observation de la dynamique océanographique côtière.* Thèse de doctorat, Université Toulouse III - Paul Sabatier, Toulouse, 2004.
- Mourre, B., De Mey, P., Lyard, F., et Le Provost, C.** Assimilation of sea level data over continental shelves : an ensemble method for the exploration of model errors due to uncertainties in bathymetry. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 38:93–121, 2004.
- Munk, W.** Once again : once again—tidal friction. *Progress in Oceanography*, 40(1):7–35, 1997.
- Munk, W.** Long ocean waves. In M.N., HILL., éditeur : *The Sea*, volume 1, pages 647–663. Interscience, New-York, 1962.
- Munk, W. et Cartwright, D.** Tidal spectroscopy and prediction. *Philosophical Transactions for the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 259(1105):553–581, 1966.
- Naveira Garbato, A., McDonagh, E., Stevens, D., Heywood, K., et Sanders, R.** On the export of Antarctic Bottom Water from the Weddell Sea. *Deep Sea Research II*, 49(21):4715–4742, 2002.
- Nowlin, W. et Klinck, J.** The physics of the Antarctic Circumpolar Current. *Review of Geophysics*, 24(3):469–491, 1986.
- Nowlin, W., Whitworth, T., et Pillsbury, R.** Structure and transport of the Antarctic Circumpolar Current at Drake Passage from short-term measurements. *Journal of Physical Oceanography*, 7(6):788–802, 1977.
- Olbers, D., Borowski, D., Völker, C., et Wolff, J.** The dynamical balance, transport and circulation of the Antarctic Circumpolar Current. *Antarctic Science*, 16(4):439–470, 2004.
- Olbers, D. et Lettmann, K.** Barotropic and baroclinic processes in the transport variability of the Antarctic Circumpolar Current. *Ocean Dynamics*, 57(6):559–578, 2007.

- Orsi, A., Johnson, G., et Bullister, J. Circulation, mixing and production of Antarctic Bottom Water. *Progress in Oceanography*, 43(1):55–109, 1999.
- Orsi, A., Nowlin, W., et Witworth, T. On the circulation and stratification of the Weddell Gyre. *Deep Sea Research*, 40:169–203, 1993.
- Orsi, A., Witworth, T., et Nowlin, W. On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current. *Deep Sea Research Part I*, 42(5):641–673, 1995.
- Orsi, A. et Witworth III, T. *Hydrographic Atlas of the World Ocean Circulation Experiment (WOCE). Volume 1 : Southern Ocean*. Sparrow M., Chapman P. and Gould J., International WOCE Project Office, Southampton, U.K., 2005.
- Padman, L. et Erofeeva, S. A barotropic inverse tidal model for the Arctic Ocean. *Geophysical Research Letters*, 31(2), 2004.
- Padman, L., Erofeeva, S., et Joughin, I. Tides of the Ross Sea and Ross Ice Shelf cavity. *Antarctic Science*, 15(1):31–40, 2003.
- Padman, L., Fricker, H., Coleman, R., Howard, S., et Erofeeva, L. A new tide model for the Antarctic ice shelves and seas. *Annals of Glaciology*, 34(1):247–254, 2002.
- Padman, L., King, M., Goring, D., Corr, H., et Coleman, R. Ice shelf elevation changes due to atmospheric pressure variations. *Journal of Glaciology*, 49(167):521–526, 2004.
- Padman, L., Plueddemann, A., Muench, R., et Pinkel, R. Diurnal tides near the Yermak Plateau. *Journal of Geophysical Research*, 97(C8):12,639–12,652, 1992.
- Pairaud, I., Lyard, F., Auclair, F., Letellier, T., et Marsaleix, P. Dynamics of the semi-diurnal and quarter-diurnal internal tides in the Bay of Biscay. Part I : Barotropic tides. *Continental Shelf Research*, 28(10-11):1294–1315, 2008.
- Park, Y.-H., Charriaud, E., Gamberoni, L., Lamy, A., et Saint-Guily, B. Structure et variabilité du Courant Circumpolaire Antarctique dans la région de Kerguelen-Amsterdam. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 308(2):177–183, 1989.
- Park, Y.-H. et Charriaud, E. and Fieux, M. Thermohaline structure of the Antarctic Surface Water/Winter water in the Indian sector of the Southern Ocean. *Journal of Marine Systems*, 17(1):5–23, 1998.
- Park, Y.-H., Fuda, J.-L., Durand, I., et Naveira Garabato, A. Internal tides and vertical mixing over the Kerguelen Plateau. *Deep Sea Research Part II*, 55(5-7):582–593, 2008a.
- Park, Y.-H. et Gamberoni, L. Large-scale circulation and its variability in the South Indian Ocean from Topex/Poseidon altimetry. *Journal of Geophysical Research*, 100 (C12):24,911–24,929, 1995.

- Park, Y.-H., Gamberoni, L., et Charriaud, E. Frontal structure, water masses, and circulation in the Crozet Basin. *Journal of Geophysical Research*, 98:12,361–12,385, 1993.
- Park, Y.-H., Roquet, F., Durand, I., et Fuda, J.-L. Large scale circulation over and around the Northern Kerguelen Plateau. *Deep Sea Research Part II*, 55(5-7):566–581, 2008b.
- Parke, M., Stewart, R., Farless, D., et Cartwright, D. On the choice of orbits for an altimetric satellite to study ocean circulation and tides. *Journal of Geophysical Research*, 92(C11):11,693–11,707, 1987.
- Phillips, H. et Rintoul, S. A mean synoptic view of the Subantarctic Front South of Australia. *Journal of Physical Oceanography*, 5(32):1536–1553, 2002.
- Ponchaut, F. Analyse des séries altimétriques. Rapport technique, LEGOS, 1998.
- Ponchaut, F., Lyard, F., et Le Provost, F. An analysis of the tidal signal in the WOCE sea level dataset. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 18(1):77–91, 2001.
- Pringree, R. et New, A. Downward propagation of internal tidal energy into the Bay of Biscay. *Deep-sea research Part I*, 36(5):735–758, 1989.
- Pugh, D. *Tides, surges and mean-sea level*. WILEY NEW YORK, 1987.
- Ray, R. et Cartwright, D. Estimates of internal tide energy fluxes from Topex/Poseidon altimetry : Central North Pacific. *Geophysical Research Letters*, 28(7):1259–1262, 2001.
- Ray, R. et Mitchum, G. Surface manifestation of internal tides generated near Hawaii. *Geophysical Research Letters*, 23(16):2101–2104, 1996.
- Ray, R. et Mitchum, G. Surface manifestation of internal tides in the deep ocean : observations from altimetry and island gauges. *Progress in Oceanography*, 40(1):135–162, 1997.
- Reeh, N., Christensen, E., Mayer, C., et Olensen, O. Tidal bending of glaciers : a linear viscoelastic approach. *Annals of Glaciology*, 37(1):83–89, 2003.
- Rietbroek, R., Legrand, P., Wouters, B., Lemoine, J.-M., Ramillien, G., et Hughes, C. Comparison of in situ bottom pressure data with GRACE gravimetry in the Crozet-Kerguelen region. *Geophysical Research Letters*, 33(21), 2006.
- Rintoul, S. *On the origin and influence of Adélie Land Bottom Water*, volume 75. Antarctic Research Series, S.S. Jacobs and R. Weiss, American Geophysical Union, Washington, DC, 1998.
- Rintoul, S., Hughes, C., et Olbers, D. *The Antarctic Circumpolar Current System*. Academic Press, 1999.

- Rintoul, S., Sokolov, S., et Church, J.** A 6 year record of baroclinic transport variability of the Antarctic Circumpolar Current at 140°e derived from expendable bathythermograph and altimeter measurements. *Journal of Geophysical Research*, 107 (C10), 2002.
- Rio, M.-H. et Hernandez, F.** A mean dynamic topography computed over the world ocean from altimetry, in situ measurements, and a geoid model. *Journal of Geophysical Research*, 109(C12), 2004.
- Robertson, R.** Baroclinic and barotropic tides in the Ross Sea. *Antarctic Science*, 17 (1):107–120, 2005.
- Robertson, R., Padman, L., et Egbert, G.** Tides in the Weddell Sea. *Antarctic Research Series*, 75:341–369, 1998.
- Roblou, L., Lyard, F., Le Henaff, M., et Maraldi, C.** X-TRACK, a new processing tool for altimetry in coastal oceans. *ESA Symposium, 15 years of progress in Radar Altimetry. Venice, Italy*, 2006.
- Rosenberg, M., Bindoff, N., Curran, C., Helmond, I., Miller, K., McLaughlan, D., Church, J. et al.** Amery Ice Shelf Experiment (AMISOR) - marine science cruises AU0106 and AU0207 - oceanographic field measurements and analysis. Rapport technique, Antarctic Cooperative Research Centre, Hobart, Australia, 2002.
- Rémy, F., Testut, L., et Legrésy, B.** Topographie des calottes polaires par altimétrie satellite. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 112:457–467, 2000.
- Saint-Laurent, L., Stringer, S., Garrett, C., et Perrault-Joncas, D.** The generation of internal tides at abrupt topography. *Deep Sea Research Part I*, 50:987–1003, 2003.
- Sallée, J., Moorow, R., et Speer, K.** Southern Ocean fronts and their variability to climate modes. *Journal of Climate*, 21(12):3020–3039, 2008.
- Schmitz, W.** On the interbasin-scale thermohaline circulation. *Reviews of Geophysics*, 33(2):151–173, 1995.
- Schmitz, W.** On the world ocean circulation : Volume I, some global features : North Atlantic circulation. Rapport technique, Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, MA., 1996.
- Schröder, M. et Fahrbach, E.** On the structure and the transport of the Eastern Weddell Gyre. *Deep Sea Research Part II*, 46(1-2):501–527, 1999.
- Schureman, P.** Manual of harmonic analysis and prediction of tides. Rapport technique, Department of Commerce, Coast and Geodetic Survey, 1958.
- Sievers, H. et Emery, W.** Variability of the Antarctic Polar Frontal Zone in the Drake Passage-Summer 1976-1977. *Journal of Geophysical Research*, 83(C6):3010–3022, 1978.

- Simmons, H., Hallberg, R., et Arbic, B. Internal wave generation in a global baroclinic tide model. *Deep Sea Research Part II*, 51(25-26):3043–3068, 2004.
- Sjöberg, B. et Stigerbrandt, A. Computations of the geographical distribution of the energy flux to mixing processes via internal tides and the associated vertical circulation in the ocean. *Deep Sea Research*, 39(2):269–291, 1992.
- Sloyan, B. et Rintoul, S. Circulation, renewal and modification of Antarctic Mode and Intermediate Water. *Journal of Physical Oceanography*, 31(4):1005–1030, 2001.
- Smagorinsky, J. General circulation experiments with the primitive equations. I. The basic experiment. *Monthly Weather Review*, 91(3):99–164, 1963.
- Smith, N. et Tréguer, P. Physical and chemical oceanography in the vicinity of Prydz Bay, Antarctica. In SMITH, N. et TRÉGUER, P., éditeurs : *Southern Ocean Ecology : The BIOMASS Perspective*, pages 25–45. Cambridge University Press, Cambridge, 1994.
- Smith, N., Zhaoqian, D., Kerry, K., et Wright, S. Water masses and circulation in the region of Prydz Bay, Antarctica. *Deep Sea Research*, 31(9):1121–1147, 1984.
- Sokolov, S. et Rintoul, S. Structure of Southern Ocean Fronts at 140°E. *Journal of Marine Systems*, 37(1-3):151–184, 2002.
- Sokolov, S. et Rintoul, S. Multiple jets of the Antarctic Circumpolar Current South of Australia. *Journal of Physical Oceanography*, 37(5):1394–1412, 2007.
- Speer, K., Rintoul, S., et Sloyan, B. The diabatic Deacon cell. *Journal of Physical Oceanography*, 30(12):3212–3222, 2000.
- Sudre, J. et Morrow, R. Global surface currents : a high-resolution product for investigating ocean dynamics. *Ocean Dynamics*, 58(2):101–118, 2008.
- Sullivan, C., Arrigo, K., McClain, C., Comiso, J., et Firestone, J. Distribution of phytoplankton blooms in the Southern Ocean. *Science*, 262:1832–1837, 1993.
- Sultan, E., Mercier, H., et Pollard, R. An inverse model of the large scale circulation in the South Indian Ocean. *Progress in Oceanography*, 74(1):71–94, 2007.
- Sverdrup, H., Johnson, M., et Flemming, R. *The Oceans, Their Physics, Chemistry and General Biology*. Prentice-Hall, Inc. New York, 1942.
- Taylor, H., Gordon, A., et Molinelli, E. Climate characteristics of the Antarctic Polar Front Zone. *Journal of Geophysical Research*, 83:4572–4578, 1978.
- Tchernia, P. et Jeannin, P. Observations on the Antarctic East Wind Drift using tabular icebergs tracked by satellite Nimbus F (1975-1977). *Deep Sea Research*, 27:467–474, 1980.
- Thompson, D. et Wallace, J. Annular modes in the extratropical circulation. Part I : Month-to-month variability. *Journal of Climate*, 13(5):1000–1016, 2000.

- Tyrrell, T., Merico, A., Waniek, J., Wong, C., Metzl, N., et Whitney, F. Effect of seafloor depth on phytoplankton blooms in high-nitrate, low-chlorophyll (HNLC) regions. *Journal of Geophysical Research*, 110(G2), 2005.
- Vaughan, D. Tidal flexure at ice shelf margins. *Journal of Geophysical Research*, 100 (B4):6213–6224, 1995.
- Vignudelli, S. Cipollini, P., Roblou, L., Lyard, F., Gasparini, G., Manzella, G., et Astraldi, M. Improved satellite altimetry in coastal systems : Case study of the Corsica Channel (Mediterranean Sea). *Geophysical Research Letters*, 32(7), 2005.
- Vivier, F., Kelly, A., et Harismendy, M. Causes of large-scale sea level variations in the Southern Ocean : Analysis of sea level and a barotropic model. *Journal of Geophysical Research*, 110(C9), 2005.
- Vlasenko, V., Stashchuk, N., et Hutter, K. *Baroclinic Tides*. CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS, 2005.
- Watson, W. et Casey, N. Sampling biases in MODIS and SeaWiFS ocean chlorophyll data. *Remote Sensing of Environment*, 111(1):25–35, 2007.
- Weijer, W. et Gille, S. Adjustment of the Southern Ocean to wind forcing synoptic time scales. *Journal of Physical Oceanography*, 35(11):2076–2089, 2005.
- Werner, F. et Lynch, D. Field verification of wave equation tidal dynamics in the English Channel and Southern North Sea. *Advanced Water Ressources*, 10:115–130, 1987.
- Whitworth, T. et Orsi, A. Antarctic Bottom Water production and export by tides in the Ross Sea. *Geophysical Research Letters*, 33(12), 2006.
- Whitworth III, T. Zonation and geostrophic flow of the Antarctic Circumpolar Current at Drake Passage. *Deep Sea Research Part I*, 27(7):497–507, 1980.
- Whitworth III, T. et Nowlin, W. Water masses and currents of the Southern Ocean at the Greenwich Meridian. *Journal of Geophysical Research*, 92(C6):6462–6476, 1987.
- Whitworth III, T., Nowlin Jr, W., et Worley, S. The net transport of the Antarctic Circumpolar Current through Drake Passage. *Journal of Physical Oceanography*, 12: 960–971, 1982.
- Whitworth III, T., Orsi, A., Kim, S., Nowlin, W., et Locarnini, R. Water masses and mixing near the Antarctic Slope Front. *Antarctic Research Series*, 75:1–27, 1998.
- Williams, M., Warner, R., et Budd, W. The effects of ocean warming on melting and ocean circulation under the Amery Ice Shelf, East Antarctica. *Annal of Glaciology*, 27:75–80, 1998.
- Wong, A. *Structure and Dynamics of Prydz Bay, Antarctica, as Inferred from a Summer Hydrologic Data Set*. Thèse de doctorat, Institut of Antarctic and Southern Ocean Studies, University of Tasmania, Hobart, 1994.

- Wong, A., Bindoff, N., et Church, J.** Large-scale freshening of intermediate waters in the Pacific and Indian Oceans. *Nature*, 400:440–443, 1999.
- Wunsch, C. et Stammer, D.** Atmospheric loading and the oceanic inverse barometer effect. *Reviews of Geophysics*, 35(1):79–107, 1997.
- Wyrтки, K.** *Ocean Atlas of the International Indian Ocean Experiment*. National Science Foundation, Washington D.C., 1971.
- Yabuki, T., Suga, T., Hnawa, K., Matsuoka, K., Kiwada, H., et Watanabe, T.** Possible source of the Antarctic Bottom Water in the Prydz Bay Region. *Journal of Oceanography*, 62(5):649–655, 2006.
- Young, N. et Hyland, G.** Velocity and strain rates derived from InSAR analysis over the Amery Ice Shelf, East Antarctica. *Annals of Glaciology*, 34:228–234, 2002.
- Yuan, X.** High-wind-speed evaluation in the Southern Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 109(D13), 2004.
- Zwally, H., Schutz, B., Abdalati, W., Abshire, J., Bentley, C., Brenner, A., Bufton, J. et al.** ICESat’s laser measurements of polar ice, atmosphere, ocean, and land. *Journal of Geodynamics*, 34(3-4):405–445, 2002.

Title

Barotropic dynamic modelling of the Southern Indian Ocean. Application to altimetry.

Author

Claire Maraldi

University

Université Paul Sabatier - Toulouse

University of Tasmania - Hobart

Abstract

The advent of satellite altimetry over the past decades has allowed global observations of the ocean with an unique spatial and temporal coverage. These satellite data have had a profound impact on studies of the Southern Ocean, which is still less well understood than other major oceans of the world. To allow the full exploitation of altimetric observations, any high frequency dynamic contribution has to be corrected for.

The *MOG2D/T-UGOm* finite element hydrodynamic model is used to compute the barotropic dynamics of the Southern Indian Ocean in response to both tides and atmospheric forcing. An important preliminary study was done for bathymetry gridding, which represents a significant source of error in modelling. In particular, an original method, combining seismic soundings, ice shelf elevation measurements and barotropic tide modelling, has been applied to estimate the bathymetry beneath the Amery Ice Shelf more accurately. The barotropic models have been validated by comparison with *in situ* and altimetric elevation measurements and current meter data. The comparison of our solutions with global models reveals the important role of regional modelling in coastal areas and beneath the floating ice shelves.

The hydrodynamic model outputs have then been analysed. Further analysis of our regional tidal simulation has allowed us to examine and understand the tidal dynamics in the study region. We have then computed the energy budget to assess the model consistency and distinguish high dissipation sub-regions. In addition, using ECMWF atmospheric forced modelling, we could study barotropic circulation in the Southern Indian Ocean, characterize its modes of variability and quantify the impact of various forcing terms brought into play. Finally, the joint analysis of current velocities from the two simulations, baroclinic geostrophic and Ekman currents, has allowed us to estimate lateral mixing over the Kerguelen Plateau. Predominantly due to tidal velocities, this mixing explained the horizontal extension limits of the annual phytoplanktonic bloom observed over the northern plateau.

Models of high frequency dynamics have also been applied to study altimetric signals. Firstly, they have been used as indicators to define regions of internal tide generation. By analysing altimetric measurements in these regions, we have characterized the sea surface signature of those waves, and estimated the energy dissipated through this process. The regional barotropic solutions have then served to correct altimetric measurements from aliased high frequency processes. The impact of these corrections has been quantified in coastal regions and beneath the Amery Ice Shelf. The corrected altimetric measurements have allowed us to study the local oceanic dynamics around the Kerguelen Islands. Over the Amery Ice Shelf, it has allowed us to observe a thinning of the floating shelf over its central part during the ENVISAT period.

Keywords

Barotropic modelling, Tides, Atmospheric forcing, Altimetry, Southern Indian Ocean, Kerguelen Plateau, Amery Ice Shelf

Titre

Modélisation de la dynamique barotrope de l'océan Indien Austral. Application à l'altimétrie.

Auteur

Claire Maraldi

Etablissement

Université Paul Sabatier - Toulouse

Université de Tasmanie - Hobart

Résumé

L'avènement de l'altimétrie satellitaire au cours de ces dernières décennies a permis d'observer l'océan global avec des couvertures spatiales et temporelles uniques. Ces données sont d'une très grande richesse pour l'étude de l'océan Austral, qui reste l'océan le moins connu de la planète. Pour permettre une exploitation précise des observations altimétriques, la contribution de l'ensemble de la dynamique haute fréquence de l'océan doit en être préalablement corrigée.

Nous utilisons le modèle hydrodynamique aux éléments finis *MOG2D/T-UGOm* pour simuler la dynamique barotrope de l'océan Indien Austral en réponse à la marée d'une part et aux forçages atmosphériques d'autre part. Un travail préliminaire important de reconstruction de la bathymétrie, élément clef de la modélisation, a été effectué. En particulier, nous avons appliqué une méthode originale combinant des données de sondages sismiques, des mesures d'élévation et la modélisation de la marée pour redéfinir la bathymétrie sous la plate-forme de glace d'Amery. Les deux modèles de réponse barotrope de l'océan ont été validés à l'aide de mesures *in situ* et satellitaires d'élévation et de données de courant. La comparaison de nos solutions avec des modèles globaux a permis de mettre en évidence l'apport de la modélisation régionale en région côtière et sous la plate-forme d'Amery.

Les modèles développés ont ensuite été étudiés. L'analyse de la simulation de marée a permis d'examiner et de comprendre la dynamique de la marée dans la région d'étude. Nous avons ensuite effectué un bilan d'énergie afin d'évaluer la consistance du modèle et de distinguer les régions de forte dissipation. Par ailleurs, grâce aux résultats de la modélisation avec le forçage météorologique, nous avons pu étudier la circulation barotrope de l'océan Indien Austral, caractériser ses modes de variabilités et quantifier l'impact des forçages mis en jeu. Enfin, l'analyse conjointe des vitesses de ces deux simulations, des courants géostrophiques baroclines et des courants d'Ekman a permis d'estimer le mélange latéral sur le plateau Kerguelen. Nous avons mis en évidence que ce mélange, principalement dû aux vitesses de marée, pouvait expliquer les limites de l'extension de la croissance phytoplanctonique observée chaque année sur le Nord du plateau.

Les modèles de la dynamique haute fréquence ont finalement été appliqués à l'étude des signaux altimétriques. Ils ont d'abord été utilisés en tant qu'indicateur pour connaître les régions de génération de marée interne. L'analyse des mesures altimétriques dans ces régions a permis de caractériser la signature de surface de ces ondes et d'estimer l'énergie dissipée par ce processus. Les solutions barotropes ont également servi à corriger les mesures altimétriques des processus haute-fréquence aliasés. L'impact des corrections régionales a été quantifié dans les régions côtières et sur la plate-forme de glace d'Amery. Les mesures altimétriques corrigées nous ont alors permis d'étudier la dynamique océanique locale autour des îles Kerguelen ainsi qu'un amincissement de la plate-forme de glace d'Amery en son milieu pendant la période d'acquisition ENVISAT.

Mots clés

Modélisation barotrope, Marée, Forçages atmosphériques, Altimétrie, Océan Indien Austral, plateau Kerguelen, plate-forme de glace d'Amery